

## Capítulo 20

# Aplicación de técnicas geofísicas en caracterización de suelos contaminados

Alfonso Muñoz Martín  
José Luis Granja Bruña

## CONTENIDO

- 20.1. Definición y clasificación
- 20.2. Técnicas sísmicas
- 20.3. Técnicas eléctricas
- 20.4. Técnicas electromagnéticas



## 20.1. DEFINICIÓN Y CLASIFICACIÓN

En un sentido amplio la geofísica (*solid earth geophysics*) es la aplicación de los principios y leyes físicas para estudiar el interior de la Tierra. Dado el amplio campo que abarca, se suele subdividir en **geofísica global** (o pura), que es el estudio del conjunto de las partes sustanciales del planeta, y **geofísica aplicada**, que es la que se ocupa de investigar la parte más externa de la corteza terrestre con un objetivo práctico y, a menudo, económico.

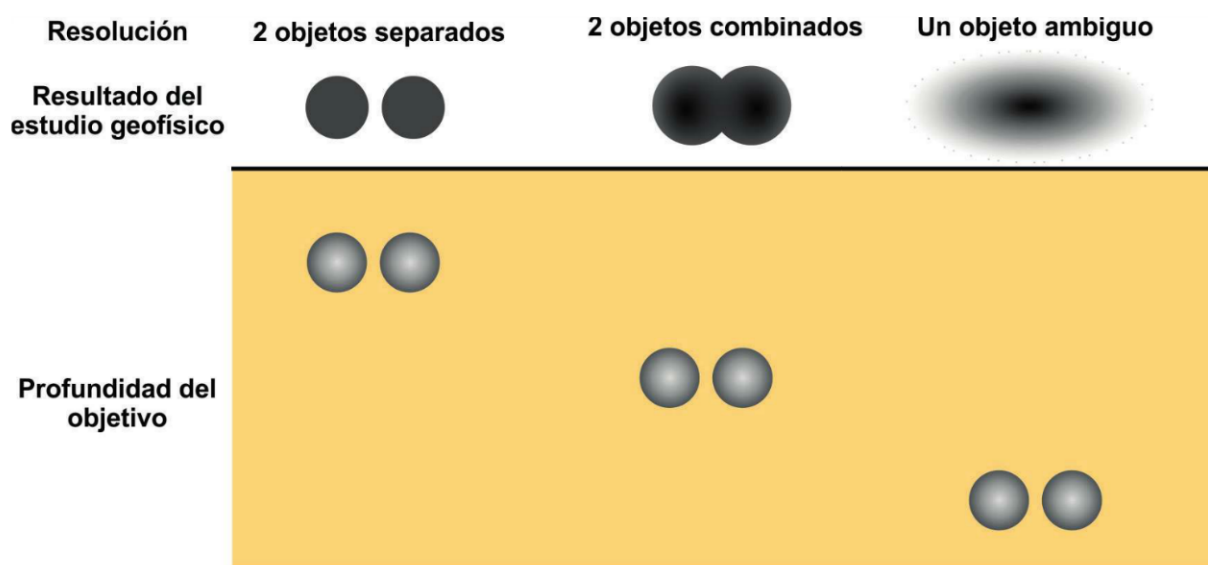
La geofísica aplicada cubre desde la exploración de hidrocarburos, y recursos minerales (*exploration geophysics*) o aguas subterráneas, hasta definir características mecánicas del subsuelo para las obras de ingeniería (*engineering geophysics*), localizar cavidades enterradas, o cartografiar yacimientos arqueológicos. En general, la profundidad de investigación se suele centrar en los primeros cientos de metros bajo la superficie, y los mismos principios científicos y desafíos técnicos se aplican tanto a las investigaciones geofísicas superficiales como a la geofísica pura. A finales del siglo XX aumentó de manera significativa la gama de aplicaciones de los métodos geofísicos, particularmente en relación a las investigaciones de terrenos contaminados. Esto dio lugar al desarrollo de una subdisciplina denominada **geofísica ambiental** (*environmental geophysics*) que puede definirse como (Greenhouse, 1991): «La aplicación de métodos geofísicos a la investigación de los fenómenos bio-físico-químicos de la superficie que probablemente tengan implicaciones (significativas) para el manejo del ambiente local».

### 20.1.1. Características de las técnicas geofísicas

Las principales características (y ventajas) que presentan estas técnicas son las siguientes:

- Son técnicas **no destructivas**. Cuando se investiga el subsuelo con este tipo de técnicas, el terreno no sufre ninguna alteración, por lo que estas técnicas son idóneas para investigar estructuras o materiales de alto valor histórico o ambiental. También son las técnicas idóneas para investigar materiales potencialmente peligrosos, como son explosivos o zonas contaminadas.

- Son técnicas **extensivas**. Dado su relativo bajo coste, permiten la investigación y caracterización de áreas extensas de terreno, especialmente si se calibran con observaciones directas (pozos o calicatas).
- Son técnicas con gran capacidad de **penetración**. Son capaces de proporcionar información de las variables físicas hasta profundidades de cientos, e incluso de miles de metros por debajo de la superficie. Desafortunadamente, la resolución disminuye en profundidad (Figura 20.1).



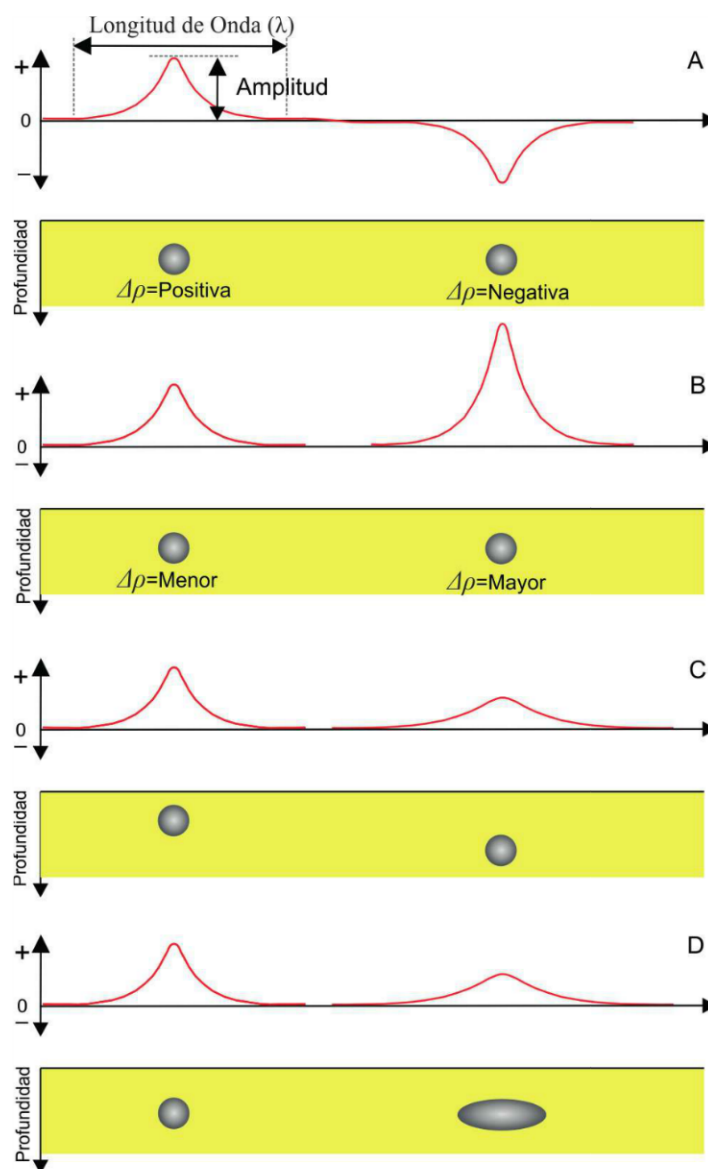
**Figura 20.1.** Relación inversa entre la profundidad del objetivo y la resolución en un estudio geofísico de superficie. (Modificado de Society of Exploration Geophysicists of Japan, 2014).

- Son técnicas que aportan información sobre propiedades de los materiales *in situ*. Las variables físicas que proporcionan han sido medidas en las condiciones de presión y temperatura a las que se encuentran los materiales y, a menudo, a una escala que depende del problema a abordar. Por el contrario, en el laboratorio las medidas de las variables físicas se realizan sobre una muestra de pequeño tamaño, y que no mantiene las condiciones a las que se encuentra en su estado original. Muchos de los procesos que se relacionan con la contaminación lo son a una escala mayor que la que se observa en el laboratorio.

En general, las técnicas geofísicas proporcionan diferentes tipos de respuestas en función de tres variables (Figura 20.2):

- Presencia de **contrastes** de propiedades físicas (positivas o negativas).
- **Geometría** de los cuerpos con contraste de propiedades físicas.
- **Posición o localización** de los cuerpos con contraste de propiedades.

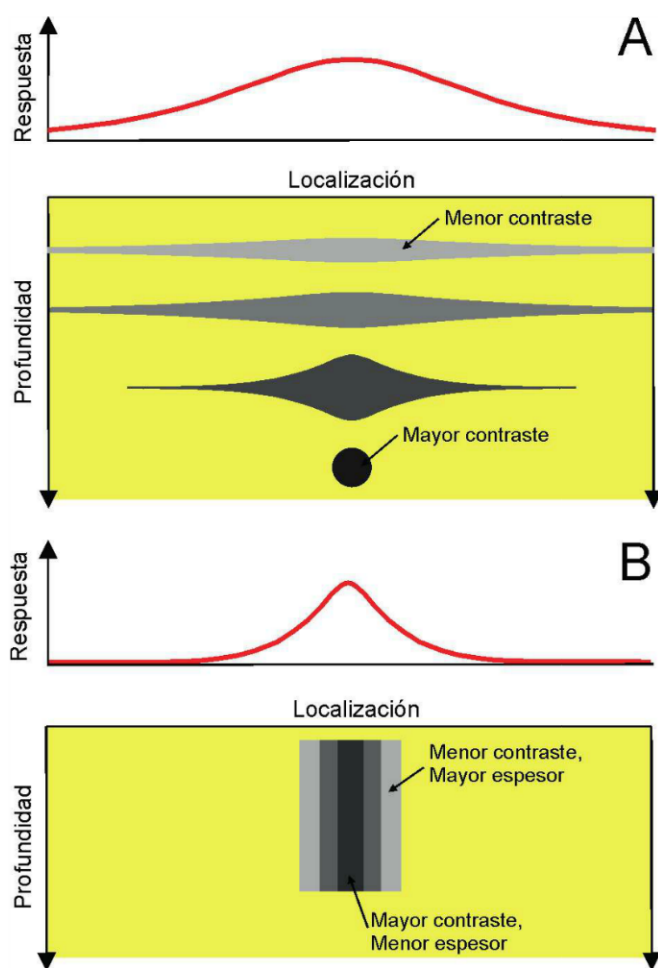
El efecto combinado de estas tres variables produce una respuesta en los parámetros físicos, que consiste en una función de onda más o menos compleja.



**Figura 20.2.** Tipo de respuestas geofísicas en función de: A) signo del contraste de propiedades físicas, B) magnitud del contraste, C) profundidad de la fuente, y D) forma de la fuente. (Modificado de Dentith y Mudge, 2014).

### 20.1.2. Limitaciones de las técnicas geofísicas

La principal limitación de los métodos geofísicos es el denominado **problema de la ambigüedad** o **problema inverso**. Este problema consiste en que no existe correspondencia biunívoca entre causas y efectos, es decir, una causa genera un efecto, pero un efecto puede deberse a múltiples causas. Este hecho lleva a que pueden considerarse diferentes soluciones que explican una determinada variación observada en un parámetro físico (Figura 20.3). Este efecto disminuye de manera importante si se cuenta con: a) información geológica del área investigada, b) aplicación de varios métodos geofísicos de forma simultánea, y c) calibración con ensayos mecánicos.



**Figura 20.3.** Diferentes formas de ambigüedad de la respuesta geofísica en función de:  
A) profundidad frente anchura y/o volumen, y B) espesor frente a magnitud del contraste.  
(Modificado de Dentith y Mudge, 2014).

### 20.1.3. Principios de investigación geofísica

La investigación geofísica permite el estudio de la geología o la estructura geológica de una zona a partir del análisis de las variaciones de propiedades físicas medidas, que dependen de la geometría entre la fuente de la señal y el sensor. En general, estas técnicas detectan variaciones verticales y/o horizontales de propiedades físicas en el subsuelo (**anomalías geofísicas**). Si no existe variación de la propiedad física, no hay variación física a interpretar, y, por tanto, no se pueden aplicar las técnicas geofísicas.

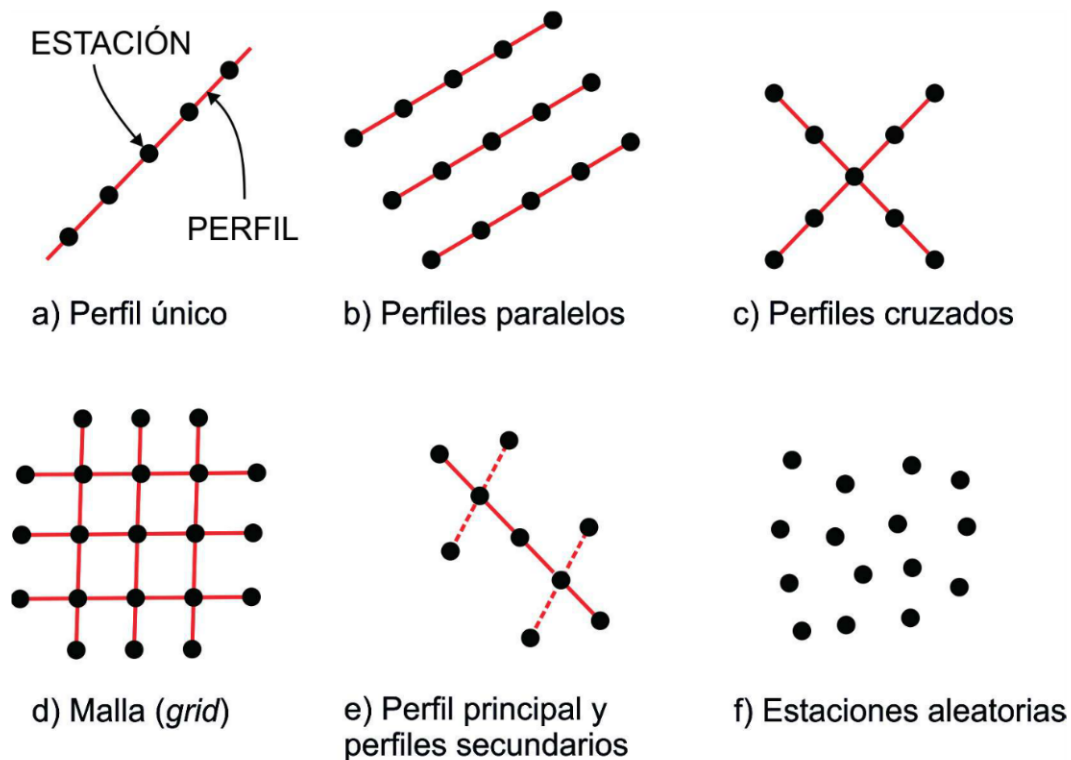
Las investigaciones geofísicas se clasifican en función del fenómeno físico utilizado, existiendo dos modos principales: a) propagación de ondas elásticas y/o electromagnéticas, y b) magnitud de propiedades físicas como eléctricas, magnéticas, gravimétricas, etcétera.

Algunas exploraciones geofísicas miden fenómenos naturales de manera **pasiva**, mientras que otras necesitan generar una señal artificial para estudiar el comportamiento del terreno ante esa señal (**activas**).



### 20.1.4. La toma de datos geofísicos: planificación de campañas

La manera en la que se toman las medidas (*survey planning*) tiene una influencia decisiva en los resultados de la investigación, por lo que esta planificación debe realizarse de manera cuidadosa. La distribución de los puntos de medida (**estaciones**), y de los **perfiles** o **mallas** (*grids*), se planifica previamente dependiendo del tipo de objetivo, profundidad de investigación y resolución mínima necesaria, pero debe incluir un replanteamiento en campo, realizado por un especialista (Figura 20.4).



**Figura 20.4.** Distintas formas de obtención de datos geofísicos en superficie.

En general, los perfiles se deben realizar perpendiculares a la estructura geológica o a la variación del parámetro físico a investigar, siempre con perfiles de calibración lo más ortogonales posible. La longitud de los perfiles depende del área a investigar, pero algunas técnicas (p. ej., sísmica de refracción o técnicas eléctricas) requieren una longitud mayor que la extensión del área a investigar.

La resolución aumenta con una menor distancia entre las estaciones de medida, pero hay una limitación de la resolución en función de la profundidad. El intervalo óptimo entre medidas debe ser elegido para cada caso en función del objetivo y del método utilizado. La frecuencia del fenómeno físico (p. ej., ondas sísmicas o radiación electromagnética) puede influir en la resolución, por lo que debe tenerse en cuenta para decidir la frecuencia usada durante la adquisición.

### 20.1.5. Clasificación de las técnicas geofísicas

Existen diferentes maneras de clasificar las técnicas geofísicas, pero la más habitual es en función del parámetro físico que se investiga. Bajo este criterio las técnicas se clasifican en:

- **Técnicas de campo potencial natural.** Miden variaciones de los campos gravitatorio y magnético terrestre de manera pasiva. Básicamente hay dos: la gravimetría y el geomagnetismo. El primero permite investigar contrastes de densidad ( $d$ ) en el subsuelo. El segundo estudia la presencia de materiales con contraste de susceptibilidad magnética ( $k$ ), que son fundamentalmente metales y minerales ferromagnéticos. Estas técnicas no tienen mucha aplicación directa en las cuestiones medioambientales, si bien pueden ayudar a delimitar zonas de flujo preferente (p. ej., la gravimetría), o bien a definir barreras o elementos antrópicos de naturaleza metálica (p. ej., geomagnetismo).
- **Técnicas sísmicas.** Estudian la propagación de perturbaciones elásticas en el subsuelo (ondas sísmicas), generalmente desarrolladas artificialmente con una fuente sísmica. En función de si se estudian ondas reflejadas, refractadas críticamente, o bien ondas superficiales, las técnicas sísmicas se clasifican en subcategorías como sísmica de reflexión, sísmica de refracción o sísmica de ondas superficiales. Generalmente, el parámetro que se mide es el tiempo de viaje de las ondas desde la fuente hasta una serie de sensores (geófonos), proporcionando los valores de velocidades y la geometría de los medios sísmicos en el subsuelo. Otras técnicas más específicas se basan en las variaciones de amplitud o velocidad de fase para el cálculo de las velocidades. Las refracciones y/o reflexiones de las ondas sísmicas se producen cuando en el subsuelo hay cambios de impedancia acústica ( $Z$ ), que es el producto de velocidad de las ondas P por la densidad del material que atraviesan. Estas técnicas tienen muchísima aplicación en la exploración de hidrocarburos, o en problemas de ingeniería. Dado que la principal aplicación de estas técnicas es proporcionar la estructura del subsuelo, pueden ser de gran ayuda a la hora de delimitar o acotar problemas de contaminación o medioambientales.
- **Técnicas eléctricas.** Miden la variación de potenciales eléctricos asociados al flujo de corriente eléctrica continua, o de muy baja frecuencia, en el subsuelo. Estos métodos incluyen el potencial espontáneo (PE), los métodos de resistividad (sondeos eléctricos verticales, tomografía eléctrica) y la polarización inducida (PI). Con la excepción del PE que mide el potencial natural, todos los demás son activos, es decir, se necesita introducir una corriente eléctrica en el suelo por contacto directo mediante electrodos, y la corriente se genera con baterías. El parámetro investigado es la resistividad eléctrica ( $\rho$ , en  $\text{Ohm}\cdot\text{m}$ ) o su inversa la conductividad ( $\sigma$ , en siemens/m), y ambos parámetros dependen de la composición mineral de las rocas o suelos, de la porosidad, y del tipo de fluido contenido en los poros. Dado que la resistividad está muy condicionada por la naturaleza de fluidos, son métodos muy utilizados en hidrogeología, y de alta aplicación en problemas medioambientales. Entre los más utilizados destacan aquellos que investigan la distribución vertical de resistividades (sondeos eléc-

tricos verticales, SEV) y aquellos que estudian la distribución lateral de resistividades a lo largo de un plano vertical (tomografía eléctrica de resistividad, o ERT por sus siglas en inglés).

- **Técnicas electromagnéticas (EM).** Miden cómo se propagan o atenúan las radiaciones EM en el subsuelo. La penetración de una radiación EM en el subsuelo depende fundamentalmente de su longitud de onda o frecuencia. De todo el espectro EM, la parte útil para el estudio de suelos y rocas es aquella que es capaz de penetrar en el interior de la tierra, oscilando su frecuencia entre los  $10^9$  Hz y los  $10^3$  Hz. Existen diferentes procesos físicos que controlan esa radiación, y han tenido un enorme desarrollo en las últimas décadas debido al desarrollo de la electrónica y las computadoras. Hay muchas maneras de clasificar las técnicas EM de investigación, pero la más frecuente es en función de la frecuencia de la radiación EM utilizada, de la que depende el modo en que se comporta esa radiación. Así se diferencian dos grandes grupos: a) Los métodos EM inductivos o de baja frecuencia (entre los 1 kHz y los 100 kHz) que investigan fundamentalmente la resistividad/conductividad eléctrica del terreno; b) Los métodos EM de desplazamiento o alta frecuencia. En estos la radiación EM se comporta como un proceso ondulatorio, y la reflexión/difracción de dichos pulsos EM dependen, fundamentalmente, de la permitividad o constante dieléctrica ( $\epsilon$ ). Este último grupo se denomina comúnmente Geo-Radar o por sus siglas en inglés GPR (*Ground Penetrating Radar*).

A la hora de describir cada una de las técnicas geofísicas y su aplicabilidad, no se va a hacer una sistemática de todas las técnicas existentes, ni de las bases físico-matemáticas de las mismas, ya que esa información está descrita en numerosos manuales específicos de nivel avanzado (p. ej., Telford *et al.*, 1976; Sharma, 1997; Jol, 2009; Reynolds, 2011; Styles, 2012). Por el contrario, se van a describir los métodos de aplicación más frecuentes en investigación de problemas de contaminación o medioambientales próximos a superficie (primeras decenas de metros de profundidad).

## 20.2. TÉCNICAS SÍSMICAS

Las ondas sísmicas son perturbaciones elásticas del medio, que permiten transmitir la energía en forma de vibraciones elásticas, sin que haya transferencia neta de masa, del mismo modo que el sonido lo hace en el aire o en el agua. De hecho, el término acústico hace referencia a la propagación de ondas elásticas por el aire o por fluidos, mientras que el término sísmico se refiere a la propagación por medios sólidos.

Las técnicas sísmicas permiten detectar la estructura del subsuelo y caracterizarlo en función de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas. Además, permiten delimitar los límites entre los niveles del terreno con diferente impedancia acústica ( $Z$ ), ya que en ellos se produce reflexión y/o refracción de las ondas elásticas. La velocidad de propagación de cada tipo de ondas es función de la densidad del terreno y de los módulos elásticos para ese modo de vibración. En general, a mayor densidad y resistencia del material, mayor velocidad sísmica.



### 20.2.1. Parámetros sísmicos medidos y relación con los materiales

Existen dos grandes grupos de ondas sísmicas: a) las internas (u ondas de cuerpo) que se propagan por el interior de la tierra siguiendo las leyes de la óptica clásica (ley de Snell), y b) las superficiales, que se propagan cerca de la superficie de la tierra, precisamente debido a la heterogeneidad del contraste aire/suelo que polariza la energía sísmica paralelamente a la superficie.

Dentro de las ondas internas, las más utilizadas son las ondas P (primarias), que son las más rápidas, y son similares a las del sonido (dilataciones y contracciones uniaxiales en la dirección de propagación del rayo sísmico). La velocidad de propagación de las ondas P ( $V_p$ ) se puede calcular con técnicas sísmicas de refracción, de reflexión y de tomografía sísmica. De estos métodos, los más utilizados en problemas medioambientales, debido a la resolución y penetración, así como a su bajo coste relativo, son la sísmica de refracción y la tomografía sísmica.

Dentro de las ondas superficiales, las más utilizadas son las ondas Raleygh, que se encuentran polarizadas verticalmente, y tienen un carácter dispersivo: contienen numerosas longitudes de onda, cada una de ellas una velocidad de propagación y una penetración diferentes. Las ondas Raleygh de mayor longitud de onda penetran más y viajan a mayor velocidad por el mismo medio que las de corta longitud de onda. Una característica especial de estas ondas es que no se propagan por los fluidos, y son especialmente sensibles a la rigidez del terreno.

**Rangos de variación de las ondas sísmicas y relación con materiales.** La velocidad de las ondas sísmicas depende de muchas variables geológicas (la composición de los materiales, de su porosidad, de la edad, del grado de alteración, etc.), pero existen una serie de relaciones empíricas que permiten establecer rangos de variación en función de grupos litológicos y/o composición (Tabla 20.1).

**Tabla 20.1.** Valores de velocidades sísmicas, electromagnéticas y de conductividad eléctrica típicas de rocas y materiales presentes en suelos. (Modificado de Bourbie *et al.*, 1985; Barton, 2007 y Dentith y Mudge, 2014).

MATERIAL	CONSTANTE DIELÉCTRICA $\epsilon_r$	CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA (mS/m)	VELOCIDAD del pulso EM (m/ns)	VELOCIDAD ONDAS P (m/s)
Aire	1	0	0,30	300
Agua destilada	80	0,01	0,033	1.500
Agua dulce	80	0,5	0,033	1.500-1.510
Agua de mar	80	30.000	0,01	1.520-1.530

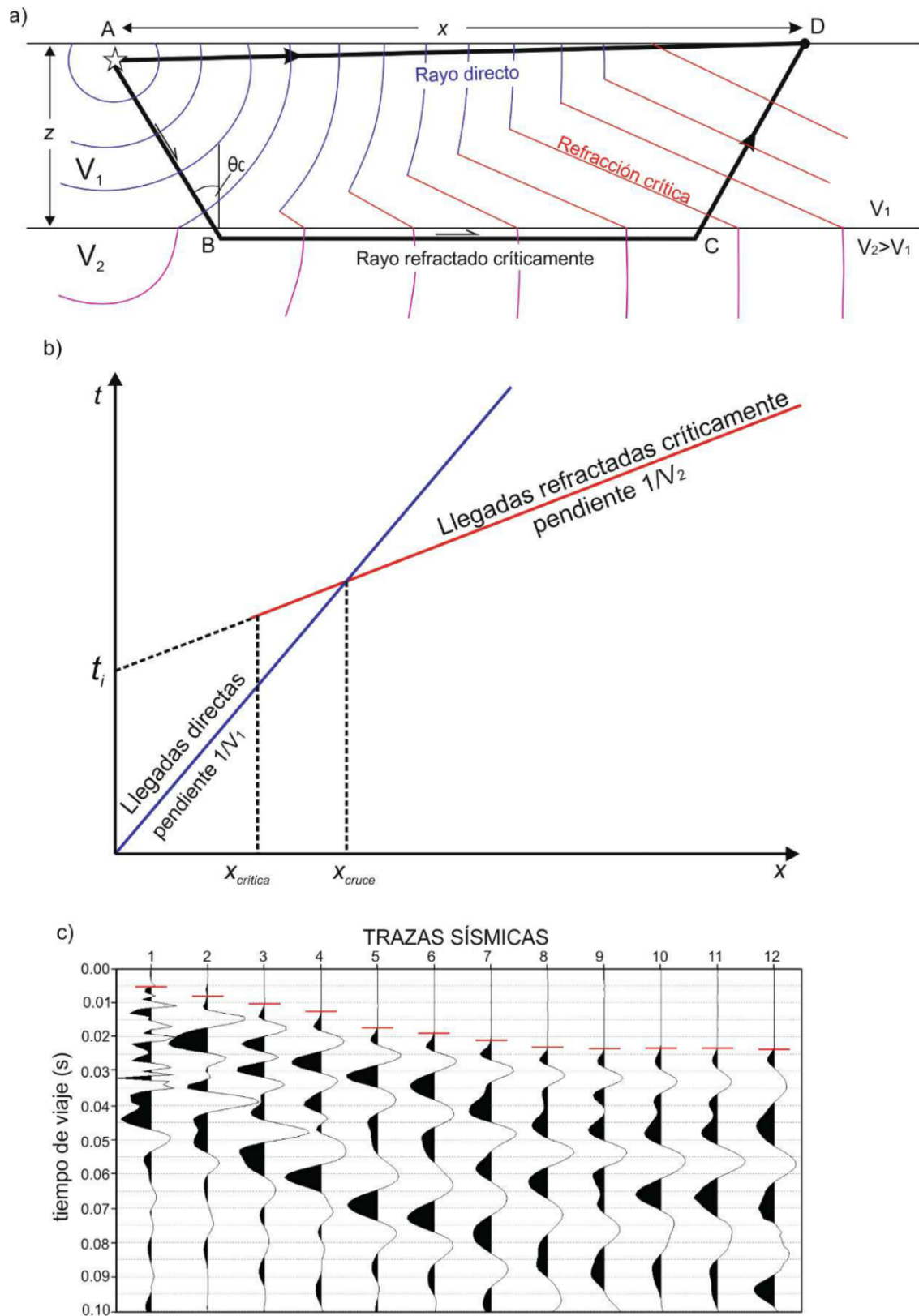
Continúa en la página siguiente



Arena seca	3-5	0,01	0,15	400-1.200
Arena saturada	20-30	0,1-1,0	0,06	1.500-2.000
Caliza	4-8	0,5-2	0,12	3.500-6.000
Pizarra	5-15	1-100	0,09	3.500-5.500
Limos	5-30	1-100	0,07	1.500-2.500
Arcillas	5-40	2-1.000	0,06	1.000-2.500
Granito	4-6	0,01-1	0,13	4.500-6.000
Sal seca	5-6	0,01-1	0,13	4.000-5.500
Hielo	3-4	0,01	0,16	3.400-3.800
Petróleo/Keroseno	2,1	$5,0 \cdot 10^{-8}$	0,20	1.200-1.400

### 20.2.2. La sísmica de refracción

La **sísmica de refracción** (Figura 20.5) consiste en medir el tiempo de llegada desde un punto donde se genera un impulso sísmico hasta una serie de sensores (geófonos) que se encuentran a unas distancias conocidas y generalmente equidistantes. El conjunto de fuente y geófonos conectados al sismógrafo que registra los datos se denomina implantación sísmica, y suele contar con múltiples unidades de medida (12, 24, 48...) habitualmente dispuestas a lo largo de una línea. Cada uno de los geófonos registra la vibración del terreno desde la liberación del pulso (tiempo 0) hasta un tiempo determinado (ventana de adquisición). Ese registro obtenido en cada geófono se denomina sismograma, y en él se identifica la llegada de la primera onda (onda P). Los tiempos de viaje de las ondas se representan en un gráfico frente a la distancia entre la fuente y cada geófono ( $X/t$ ), y su análisis es la base de la sísmica de refracción. La primera onda que llega puede ser una onda directa, que viaja por el medio más superficial, o una onda refractada críticamente en una interfase entre medios sísmicos, ya que el resto de ondas llegan más tarde. Aunque hay muchos modos de interpretar estas relaciones  $X/t$ , la mayor parte de ellas analizan las pendientes de los tramos de rectas (dromocronas) y su tiempo de intercepción con el eje de los tiempos que permiten calcular las velocidades sísmicas y las geometrías de los contactos entre los diferentes medios sísmicos. Los resultados consisten en una sección vertical con la distribución de velocidades sísmicas en profundidad y los límites entre estas unidades sísmicas. Si se dispone de varias secciones, se pueden realizar mapas de espesores o profundidades de los contactos.



**Figura 20.5.** Arriba: Geometría de los frentes de onda generados desde el punto de disparo (A) hasta el receptor (D). Las primeras llegadas corresponden a la onda directa (azul) o a la onda refractada críticamente (rojo). Abajo: Sismogramas registrados en 12 geófonos, con la identificación ("picado") de la primera fase (en rojo). Representación de los tiempos frente a la distancia (dromocronas) correspondientes a la onda directa y a la onda refractada críticamente.

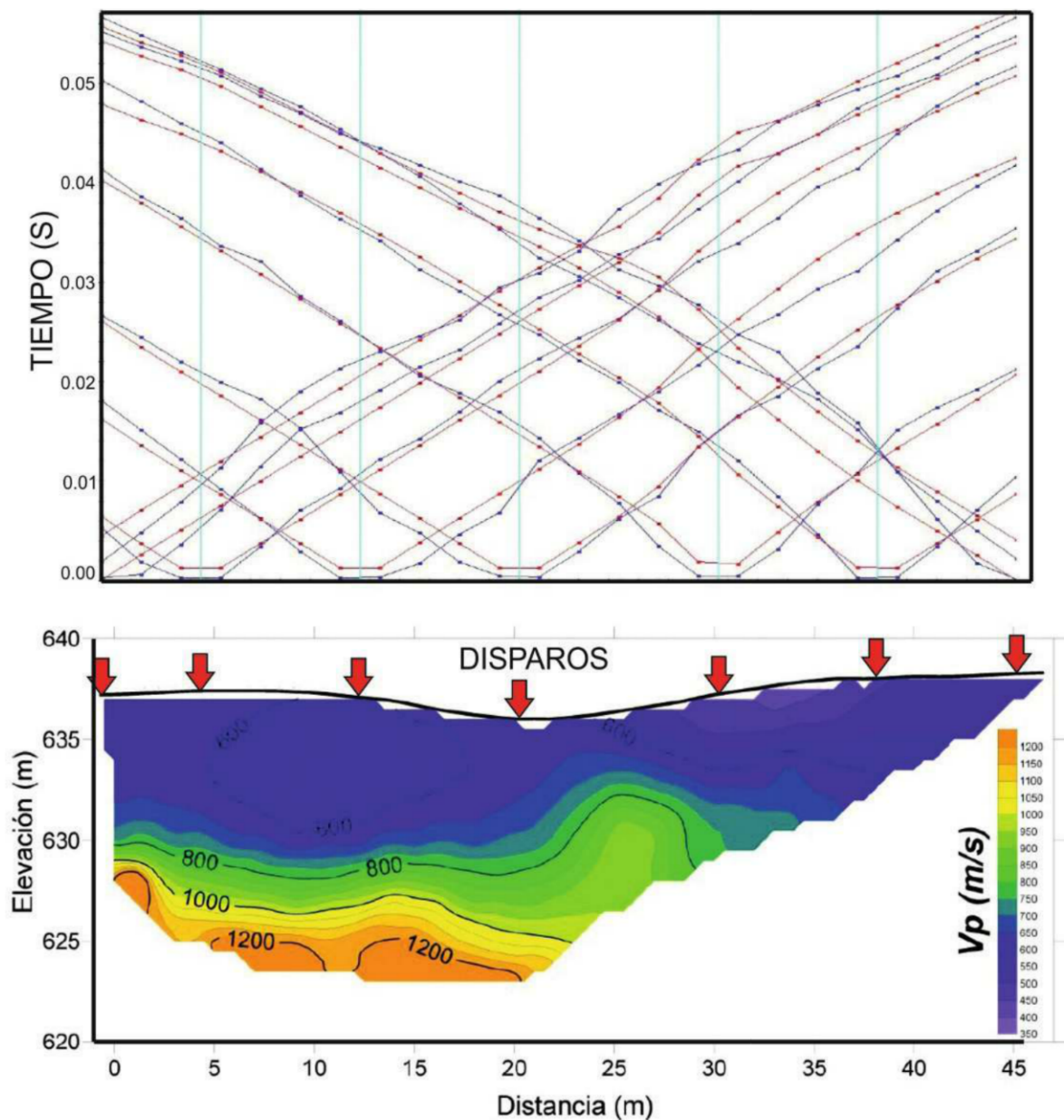
**Penetración/resolución y limitaciones.** En general, la penetración que se alcanza con la sísmica de refracción depende de la máxima separación fuente-geófono, oscilando entre el 20 % y el 25 % de la citada separación. El otro factor determinante es que la fuente utilizada permita distinguir la señal del ruido ambiental (viento, tráfico, etc.). La fuente más común utilizada es el martillo y la placa, con la que se alcanzan profundidades inferiores a los 20-25 m, que suelen ser suficientes en la mayor parte de los casos. Si se quieren alcanzar mayores penetraciones es necesario recurrir a fuentes más energéticas (aceleradores de caída, explosivos) con la dificultad logística y de coste que suponen.

Las principales limitaciones que tiene esta técnica son dos:

- Es necesario que la velocidad sísmica aumente en profundidad, porque de otro modo no se produce la refracción crítica.
- La geometría en profundidad se puede obtener cuando las estructuras presentan buzamientos suaves (en general  $< 15^\circ$ ).

### 20.2.3. La tomografía sísmica

La **tomografía sísmica** (Figura 20.6) consiste en obtener una imagen continua de la distribución de velocidades de ondas sísmicas, generalmente de ondas P, aunque también se pueden obtener de ondas S. La tomografía sísmica se puede realizar entre pozos, desde la superficie, o combinados. Las fuentes sísmicas y los equipos son similares a los utilizados en la sísmica de refracción. Para poder obtener una distribución continua de velocidades resulta indispensable contar con múltiples fuentes y receptores, de tal manera que la cobertura de la zona a investigar por los diferentes rayos sísmicos sea completa. Las ventajas que tiene la tomografía sísmica frente a la refracción son su mayor resolución y su capacidad de analizar estructuras con geometrías complejas, teniendo el mismo rango de penetración. El proceso de transformar los tiempos de viaje desde cada fuente a cada uno de los receptores a una matriz de valores de velocidad de ondas se denomina **inversión tomográfica**. Para poder realizar este tipo de inversión son necesarios un gran número de disparos, y comprobar el recubrimiento de rayos, para que haya múltiples datos de tiempo para cada zona donde se quiera calcular el valor de velocidad.



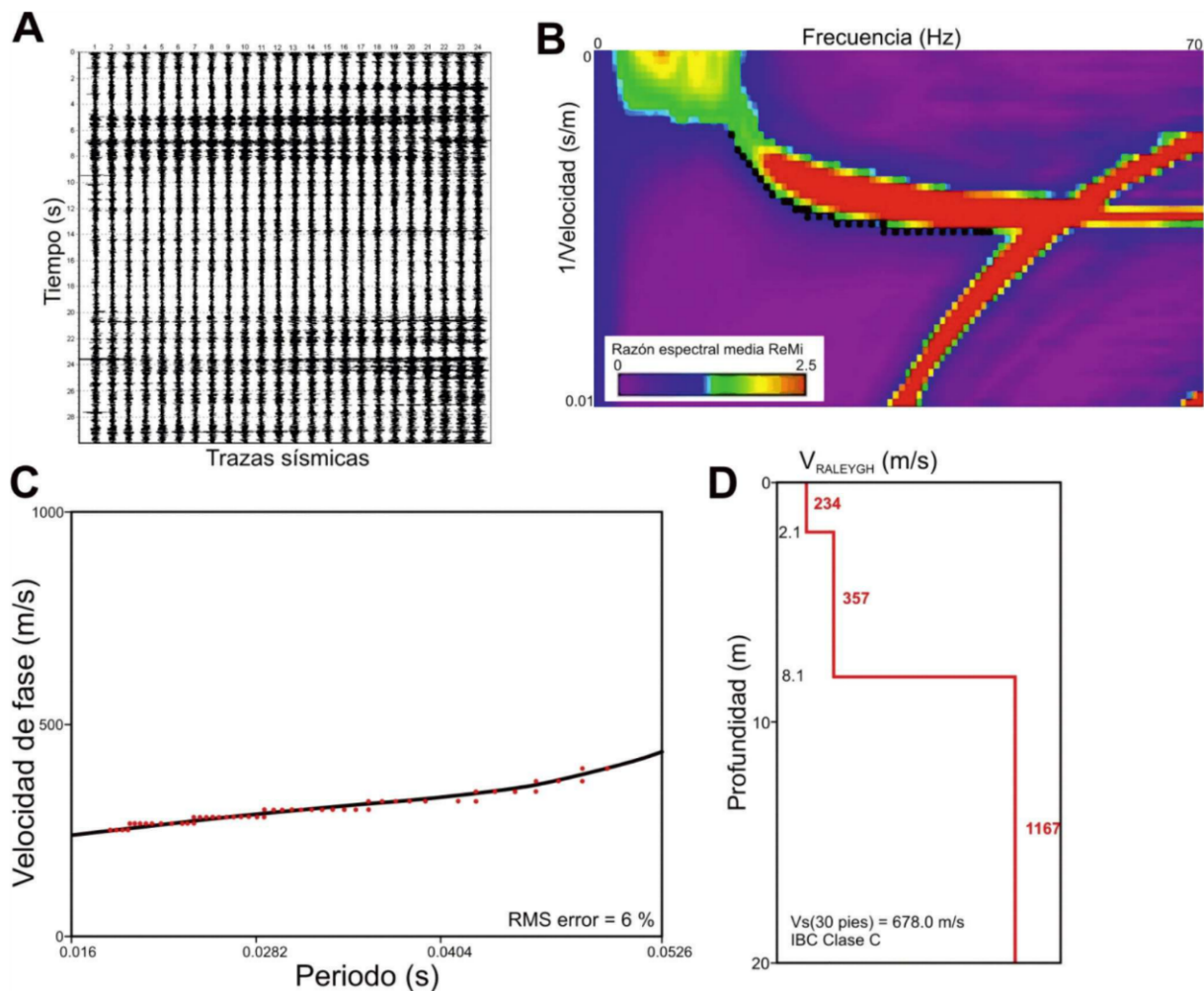
**Figura 20.6.** Ejemplo de tomografía sísmica de superficie, con la posición de los puntos de disparo y la representación de las dromocronas observadas y teóricas.  
Abajo: Distribución de velocidades de ondas P obtenida después de la inversión.

#### 20.2.4. Sísmica de ondas superficiales

La **sísmica de ondas superficiales** aprovecha el carácter dispersivo de las ondas superficiales y proporciona la distribución vertical de velocidad de ondas Rayleigh ( $V_R$ ). Estas técnicas se han desarrollado de un modo más reciente que las descritas en los apartados anteriores, pues los equipos necesarios necesitan una mayor sensibilidad y rango dinámico. Las técnicas más utilizadas actualmente son la refracción por microtremor (ReMi, o sísmica pasiva; Louie, 2001) y el análisis multicanal de ondas superficiales (MASW, por sus siglas en inglés, Xia *et al.*, 1999). El procesamiento y los resultados que proporcionan son similares, diferenciándose en que



en el primer caso no es necesario generar señales artificiales si hay ruido sísmico, y en el segundo caso sí. El análisis en ambos casos se hace transformando la señal en dominio de tiempos (sismogramas) al dominio de frecuencias (espectro), y calculando la distribución de energía sísmica en función de la frecuencia. El análisis de la tendencia en el espectro se denomina curva de dispersión, y su modelización en 1D proporciona la distribución vertical en unidades sísmicas con su  $V_R$  correspondiente (Figura 20.7). Estas técnicas permiten detectar zonas de baja velocidad en profundidad (inversiones sísmicas), y su alcance en profundidad es mucho mayor que la sísmica de refracción convencional, para la misma longitud de línea y tipo de geófonos (con longitudes de 46 m y geófonos de 4,5 Hz es posible alcanzar >40 m de profundidad). Las ondas Raleygh son además mucho más sensibles a las variaciones de rigidez en el terreno que las ondas P. En cualquier caso, las técnicas proporcionan un perfil de ondas Raleygh medio para cada implantación sísmica (Figura 20.7). Si se procesan los datos en conjuntos de trazas sísmicas es posible reconstruir secciones 2D de distribución de  $V_R$ .



**Figura 20.7.** Ejemplo de procesado de sísmica de ondas superficiales (ReMi): A) Registro de microtremor con un sismógrafo de 24 canales. B) Razón espectral media del registro y picado de la case del espectro. C) Curva de dispersión ( $V_{\text{fase}}/\text{Período}$ ). D) Modelo de distribución vertical de  $V_{\text{Raleygh}}$  y clasificación IBC del terreno (BSSC, 1998). (Modificado de Muñoz Martín y Carbó, 2006).

### 20.2.5. Ejemplos de aplicación

La presencia de un contaminante no suele producir variaciones significativas en los valores de las velocidades sísmicas, por lo que su aplicación no consiste en detectar directamente el contaminante, sino en establecer la estructura del subsuelo, así como en delimitar las zonas más favorables del flujo subterráneo.

Un aspecto de gran interés en cuestiones medioambientales es la relación entre velocidad de ondas, la porosidad y la saturación del medio, de amplia aplicación en la exploración de hidrocarburos e hidrogeológica. Otros aspectos de gran interés desde el punto de vista medioambiental es el cubicaje de vertederos abandonados y acopios de materiales contaminantes (Figura 20.8).



**Figura 20.8.** Estudio mediante sísmica pasiva (refracción por microtemor, ReMI, Louie, 2001) de la geometría de un acopio de carbón acumulado no controlado.

## 20.3. TÉCNICAS ELÉCTRICAS

Estos métodos estudian e interpretan la respuesta del terreno cuando es atravesado por corrientes eléctricas continuas (DC) o de muy baja frecuencia. El parámetro básico que se obtiene es la resistividad ( $\rho$ , en  $\text{Ohm}\cdot\text{m}$ ), o su inversa la conductividad (en siemens/m). La resistividad no puede medirse directamente, sino que



se calcula a partir de la medida de la diferencia de voltaje ( $V$ ) generado entre dos electrodos (denominados de potencial) y la intensidad de corriente inyectada ( $I$ ) en otros dos electrodos (denominados de corriente):

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \cdot K \quad [3.1]$$

Siendo  $\Delta V$  la diferencia de potencial (voltios),  $I$  la intensidad de corriente (amperios) y  $K$  la constante de configuración geométrica, expresada en metros, y que depende de las distancias entre los electrodos.

De los tres tipos de conducción eléctrica, en el terreno el comportamiento eléctrico está gobernado por procesos electrolíticos, al ser la mayoría de los minerales (excepto las arcillas o los metálicos) muy poco conductores. Por este motivo la resistividad es un parámetro muy influenciado por la presencia de agua (o fluidos) en el medio.

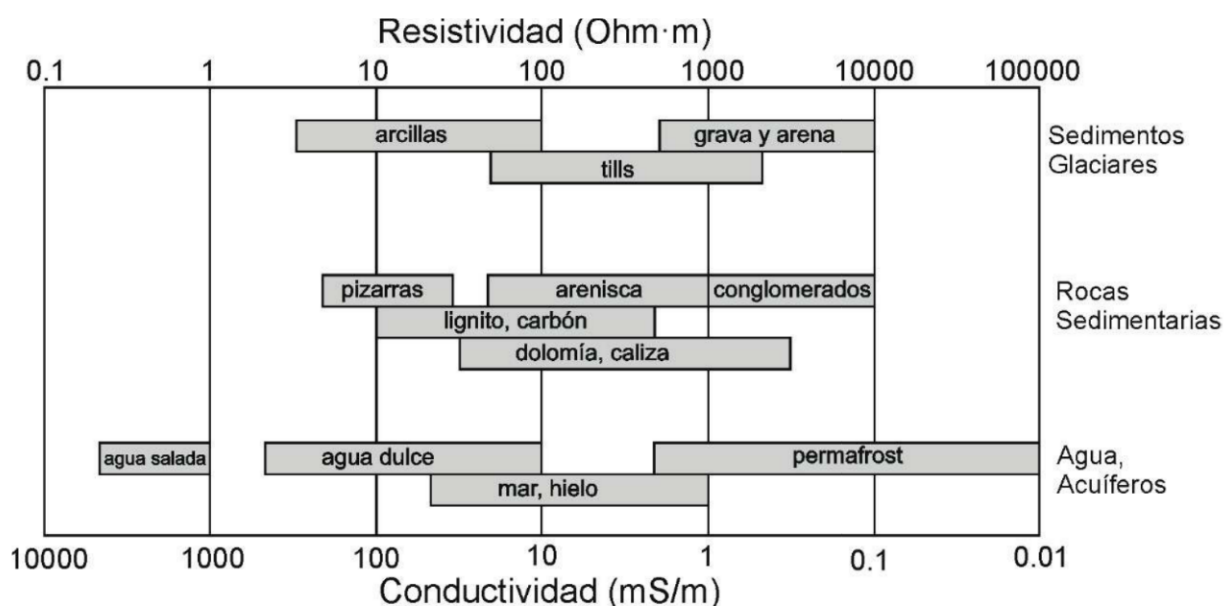
### 20.3.1. Parámetros eléctricos medidos y relación con los materiales

La resistividad (o conductividad) es un parámetro que varía mucho en la naturaleza (Tabla 20.1, Figura 20.9), y además de estar influida por la composición de los minerales que componen el subsuelo, hay otros elementos como son la porosidad, la naturaleza del fluido y la saturación. Desde mediados del siglo XX se han establecido una serie de leyes empíricas que relacionan todos estos factores (Archie, 1942), y que se utilizan ampliamente en hidrogeología, exploración de hidrocarburos y recursos minerales, y también en cuestiones ambientales:

$$\rho = a \cdot \phi^{-m} \cdot S_w^{-n} \cdot \rho_w \quad [3.2]$$

siendo  $\phi$  la porosidad,  $S$  la saturación en agua,  $\rho$  la resistividad de la roca total,  $\rho_w$  la resistividad del fluido contenido en la roca.  $a$ ,  $m$  y  $n$  son factores empíricos que varían entre:  $0,5 < a < 2,5$  (factor de tortuosidad),  $1,3 < m < 2,5$  (factor de cementación),  $n$  (exponente de saturación). Si no hay datos, para la mayoría de casos es frecuente utilizar  $a = 1$ ,  $m = 2$  y  $n \sim 2$ .

Otras variables de enorme interés medioambiental y que afectan a la resistividad son el contenido en sales de los fluidos, así como la presencia de hidrocarburos u otros compuestos contaminantes. En relación a la salinidad, hay clara una relación inversa entre el contenido en sales de una disolución con la resistividad/conductividad. Por este motivo son técnicas que se utilizan de manera habitual en la localización de intrusiones de agua salada en acuíferos costeros. La presencia de compuestos orgánicos en el suelo también afecta a la resistividad, pero en este caso aumentándola (Kolay *et al.*, 2016). Hay numerosos trabajos que demuestran que la presencia de una mayor concentración de constituyentes inorgánicos en el agua subterránea produce anomalías de baja resistividad (Maurya *et al.*, 2017). Por todos estos motivos las técnicas eléctricas son muy utilizadas en la discriminación de diferentes tipos de plumas de contaminación en el subsuelo.



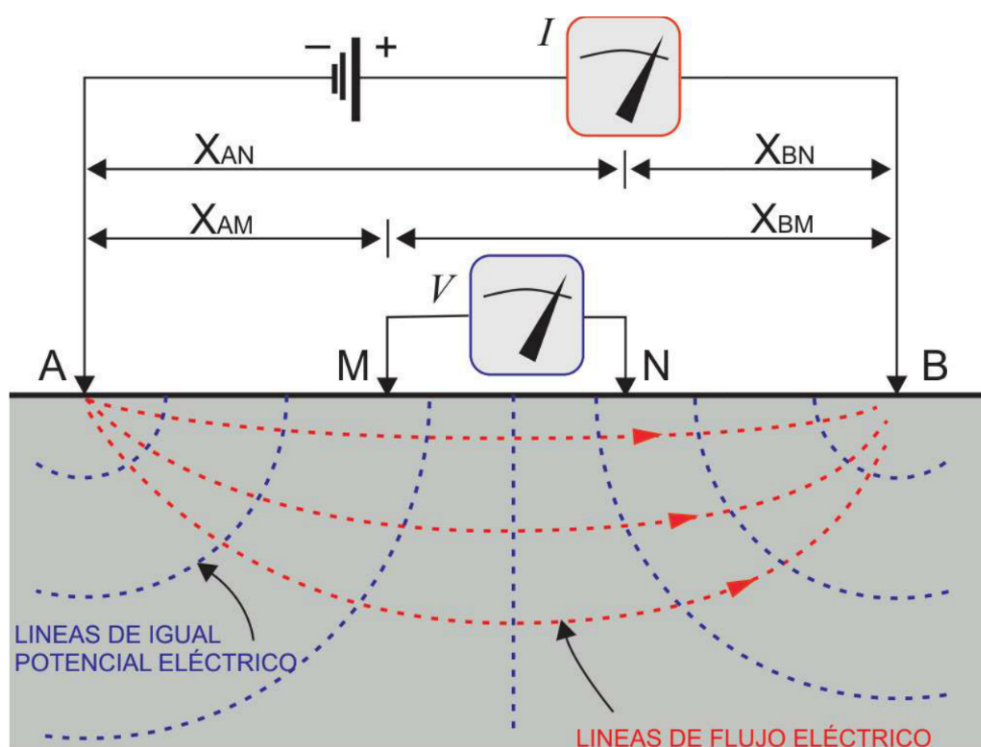
**Figura 20.9.** Rangos de resistividad para los principales grupos litológicos.

### 20.3.2. Sondeos eléctricos verticales

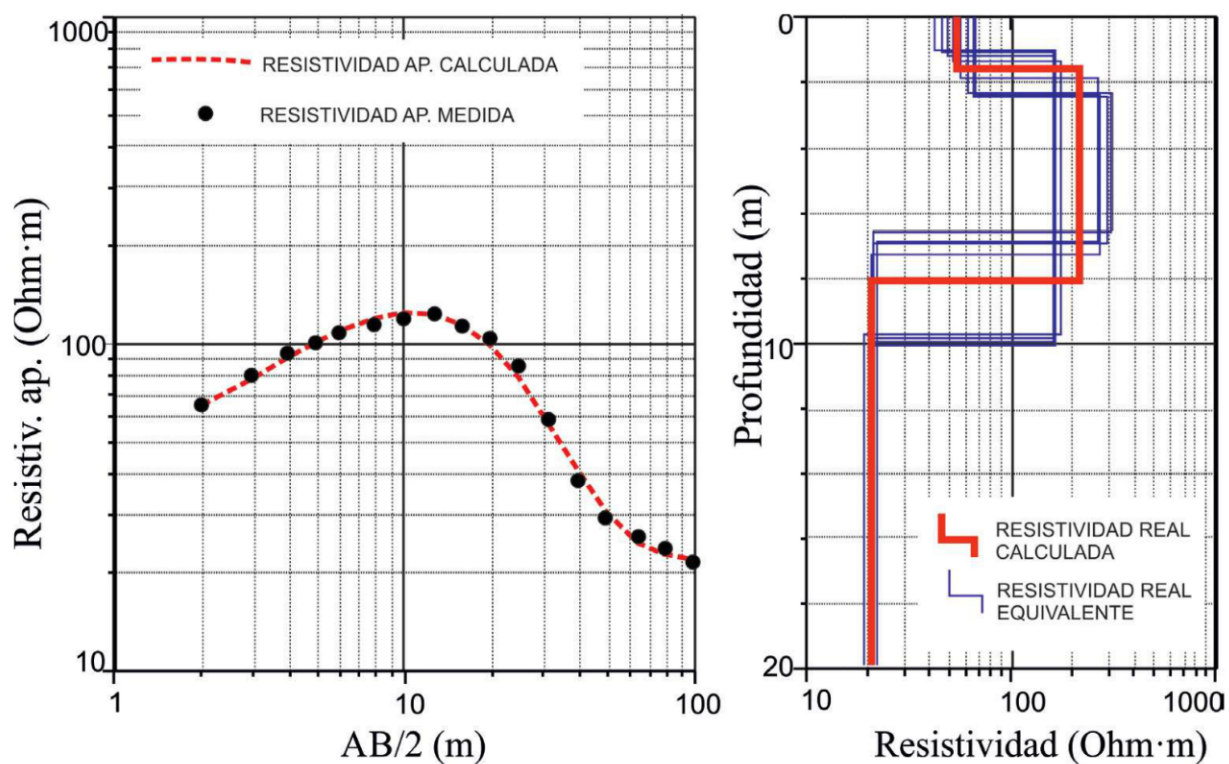
Los sondeos eléctricos verticales (SEV) se utilizan para analizar la estructura y propiedades eléctricas del suelo en profundidad, cuando no hay fuertes variaciones laterales. La manera de proceder es clavando dos electrodos por los que se inyecta corriente (A y B) y situando otros dos electrodos (denominados de potencial, M y N) alineados y centrados respecto al dipolo de corriente (Figura 20.10). A estos cuatro electrodos se les denomina **dispositivo electródico** (*electrode array*). Posteriormente se inyecta corriente continua entre los electrodos A y B, y se mide la diferencia de potencial generada entre los electrodos M y N. El valor de resistividad aparente ( $\rho_{ap}$ , la media del volumen de terreno afectado por el paso de la corriente) se define por la ecuación [3.1]. A continuación, se separan los electrodos A y B, y se repite la operación, obteniendo un valor de  $\rho_{ap}$  para un volumen mayor (mayor penetración). De este modo se obtiene una serie de valores de resistividad aparente frente a la semiseparación electródica ( $AB/2$ ). Esta curva se invierte, mediante una serie de algoritmos matemáticos (Zohdy, 1989) hasta proporcionar una distribución vertical de capas o niveles con resistividad real y espesor calculados (Figura 20.11).

Dado que el comportamiento eléctrico de un nivel depende del producto de la resistividad y su espesor, resulta posible encontrar varias soluciones "eléctricamente equivalentes". El análisis de todas las posibles soluciones se denomina **análisis de equivalencia**, y define el grado de incertidumbre de las variables calculadas (espesores y resistividad de cada capa).





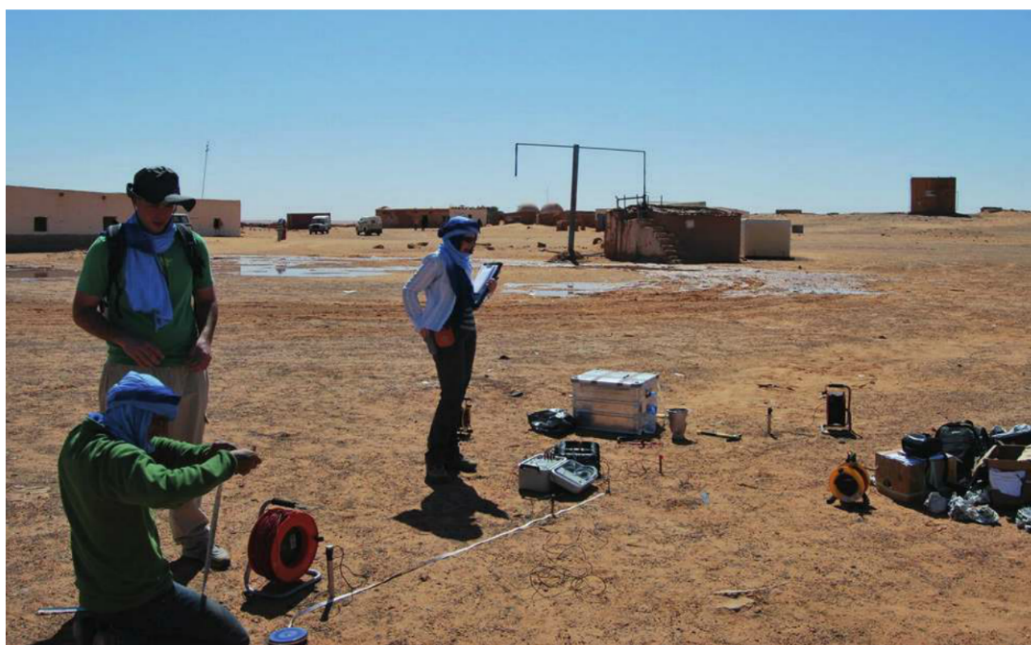
**Figura 20.10.** Configuración general para medir resistividades en el subsuelo mediante una configuración electródica en línea. A y B, electrodos de corriente; M y N, electrodos de potencial. X indica las distancias entre los mismos.



**Figura 20.11.** Izquierda: Representación de los valores de resistividad aparente frente a semiapertura electródica ( $AB/2$ ) obtenida en un SEV. Derecha: Modelo de espesores y resistividades calculadas obtenidas a partir de la inversión.

El grado de penetración de un SEV depende, fundamentalmente, de la separación entre los electrodos de corriente, siendo normalmente inferior  $\frac{1}{4}$  de la separación AB. El grado de resolución disminuye en profundidad, de tal manera que es difícil distinguir unidades poco potentes cuando se encuentran a gran profundidad. Existen dos maneras fundamentales de colocar los electrodos, diferenciándose en si las distancias entre los electrodos de corriente y de potencial se mantienen constantes o no. A cada configuración electródica se le asigna tradicionalmente el nombre del autor que lo diseñó (p. ej., dispositivos Schlumberger y Wenner).

En la Figura 20.12 se muestra la realización de un SEV en el entorno de Tifariti (Sáhara Occidental) para la caracterización de acuíferos salinizados y la localización de zonas con agua dulce para abastecimiento humano.



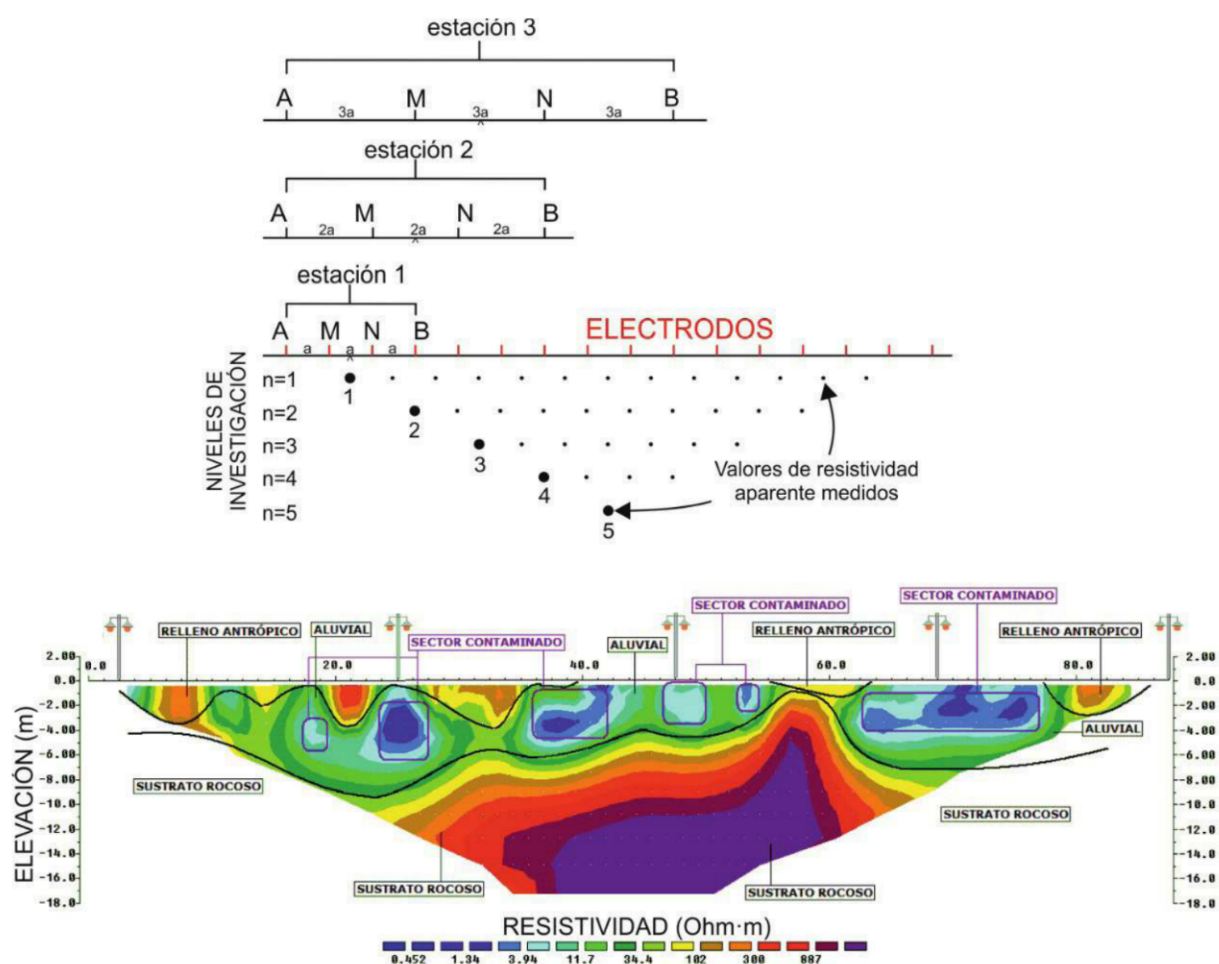
**Figura 20.12.** Realización de un SEV con un dispositivo Schlumberger para la caracterización de un acuífero salinizado en el entorno de Tifariti (Sáhara Occidental).

### 20.3.3. Tomografía eléctrica de resistividades (ERT)

Esta técnica, conocida por sus siglas en inglés (ERT, *Electrical Resistivity Tomography*), no es más que la aplicación de un dispositivo electródico similar al de los SEV, pero con la particularidad de que estos, además de separarse, se desplazan lateralmente. El resultado es la obtención de una serie de valores de resistividad aparente distribuidos a lo largo de una sección vertical del terreno. La manera de realizar la adquisición en el campo implica la utilización de un número elevado de electrodos (generalmente  $\geq 48$ ) que se conectan a un cable (denominado línea o cadena de electrodos) y a un resistivímetro que es capaz de realizar la inyección de corriente y las medidas de potencial de una manera automatizada. Así como para los SEV se utilizan dos dispositivos electródicos, en ERT se suelen utilizar una mayor variedad de ellos, en función de las características particulares del objetivo de estudio. Cuan-

to mayor sea el valor de la constante geométrica del dispositivo ( $K$ ), para la misma distancia  $AB$ , mayor será el ruido relativo de la resistividad aparente medida.

Una vez que se han obtenido los valores de resistividad aparente en una serie de puntos, se pueden interpolar y representar ("pseudosección eléctrica"), o bien se puede realizar la inversión de estos datos para calcular la distribución de resistividades reales en el subsuelo ("tomografía eléctrica"). Este proceso de inversión se realiza con software específico, mediante técnicas de elementos y/o diferencias finitas, y es una herramienta muy utilizada en la industria (Figura 20.13; Loke y Baker, 1996). El grado de penetración de la técnica depende de la estructura y resistividad del subsuelo, pero, en general, se puede asumir que la máxima penetración en el centro de la sección es de  $\leq 1/4$  de la máxima separación de los electrodos de corriente ( $AB$ ). En cuanto a la resolución horizontal, depende de la separación entre electrodos, siendo la distancia entre estos igual a la separación entre los valores de resistividad aparente. Lo habitual en estudios de problemas de contaminación y/o medioambientales son separaciones de entre 1 y 5 m.



**Figura 20.13.** Dispositivo de realización de una tomografía eléctrica, mediante la apertura de la separación electródica y el desplazamiento de los dispositivos. De este modo se obtienen valores de resistividad aparente a diferentes niveles de investigación. Abajo: Ejemplo de tomografía eléctrica obtenida tras la inversión, en una zona industrial con contaminaciones por cromo hexavalente en un acuífero granular sobre el sustrato rocoso. (Fotografía y figura cortesía de E. Aracil).



### 20.3.4. Polarización inducida (IP)

La polarización inducida, denominada IP por sus siglas en inglés (*Induced Polarization*), es una técnica eléctrica de investigación que aprovecha dos propiedades: a) el terreno actúa como un condensador, almacenando energía eléctrica durante un tiempo (se polariza eléctricamente), y b) la resistividad del terreno disminuye cuando aumenta la frecuencia de la corriente eléctrica que se hace circular por él. Estos efectos se producen porque la polarización del terreno inhibe el paso de la corriente continua (DC), pero transmite la corriente alterna (AC), aumentando en este último caso la eficiencia con la frecuencia. Ambos efectos son las representaciones del mismo fenómeno (capacidad eléctrica) en los dominios de tiempo y frecuencia. Existen dos mecanismos electroquímicos de polarización inducida:

- **Polarización de membrana (o electrolítica).** Se produce debido a que cuando hay un flujo en los poros del subsuelo, la mayor parte de los minerales tienen carga eléctrica (en su superficie externa), y atraen a los cationes sobre su superficie. Esta concentración de cationes llega hasta 100  $\mu\text{m}$  en el fluido. Si la concentración es del mismo orden de tamaño que el diámetro de los poros, inhibe el movimiento de los iones, y estos quedan bloqueados a ambos lados del poro. Cuando se elimina el potencial impuesto, los iones vuelven a su posición en un tiempo produciendo una disminución del voltaje (Figura 20.14A). Este efecto se produce en las arcillas, y disminuye con la mayor la salinidad en el fluido de los poros.
- **Polarización electródica (o sobrevoltaje).** Se produce cuando existen minerales metálicos en contacto con agua, en los que parte de la corriente se transmite de forma electrónica. Como el flujo de electrones en el metal es mayor que el flujo de iones en el electrolito, los iones negativos y positivos se acumulan a ambos lados del mineral metálico, produciendo un sobrevoltaje que dura un cierto tiempo. Cuando cesa la corriente externa los iones vuelven a sus posiciones y causan un voltaje en caída transitoria. Los minerales conductores producen este efecto (sulfuros y óxidos metálicos, grafito, etc.). La magnitud del efecto de polarización electródica depende de la magnitud del voltaje impuesto y de la concentración de minerales conductores. Si los minerales están diseminados el efecto es más pronunciado (mayor superficie para el intercambio iones-electrones). El efecto disminuye con la mayor porosidad. Su mayor aplicación es la investigación de cuerpos metálicos (en estos casos, el efecto de membrana es despreciable).

Hay dos modos diferentes de investigación en polarización inducida (IP):

- **En el dominio de tiempos (DT).** Se mide el decaimiento del voltaje a lo largo de un intervalo de tiempo, frente al voltaje cuando se aplica la corriente ( $V_t/V_c$ ). Se mide sobre un tiempo específico (0,02 a 1 s) próximo al corte de corriente, y se realizan medidas en ciclos de polaridad invertida para eliminar polarizaciones remanentes. El parámetro calculado se denomina cargabilidad (M, Figura 20.14A), y se expresa en ms. Cada mineral tiene una M característica (p. ej., pirita 13,4 ms, magnetita 2,2 ms).

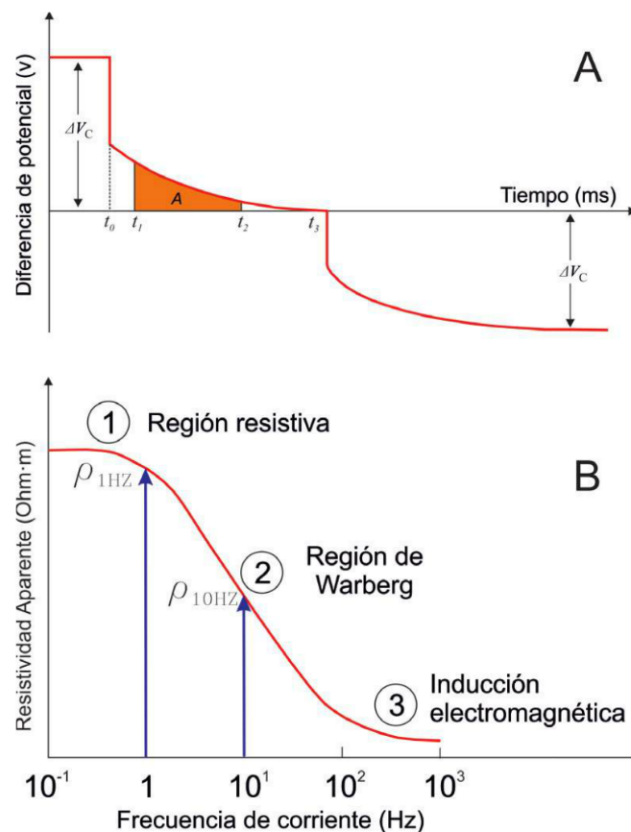
$$M = \frac{A}{\Delta V_C} = \frac{1}{\Delta V_C} \int_{t_1}^{t_2} v(t) dt \quad [3.3]$$

- **En el dominio de frecuencias (DF).** Se mide la resistividad aparente ( $\rho_{ap}$ ) a 2 o más frecuencias (10 y 0,1 Hz) y se calcula un coeficiente (Figura 20.14B). En función de la  $\rho_{ap}$  y la frecuencia, hay tres regiones, que dependen del tipo de roca y la concentración mineral. Se suele medir a  $< 10$  Hz (región no inductiva). El parámetro más utilizado se denomina efecto frecuencia (PFE), que se define como:

$$PFE(\%) = 100 \frac{(\rho_{1Hz} - \rho_{10Hz})}{\rho_{10Hz}} \quad [3.4]$$

Siendo  $\rho_{1Hz}$  y  $\rho_{10Hz}$  las resistividades aparentes medidas a 1 y 10 Hz.

Los equipos más sofisticados miden frecuencias que van desde 0,01 Hz hasta 1 kHz, y se le denomina **IP espectral** (SIP) o **resistividad compleja**. Es útil para discriminar entre tipos de yacimientos (sulfuros y óxidos), pero consume mucho tiempo de medida y se usa poco en temas ambientales.



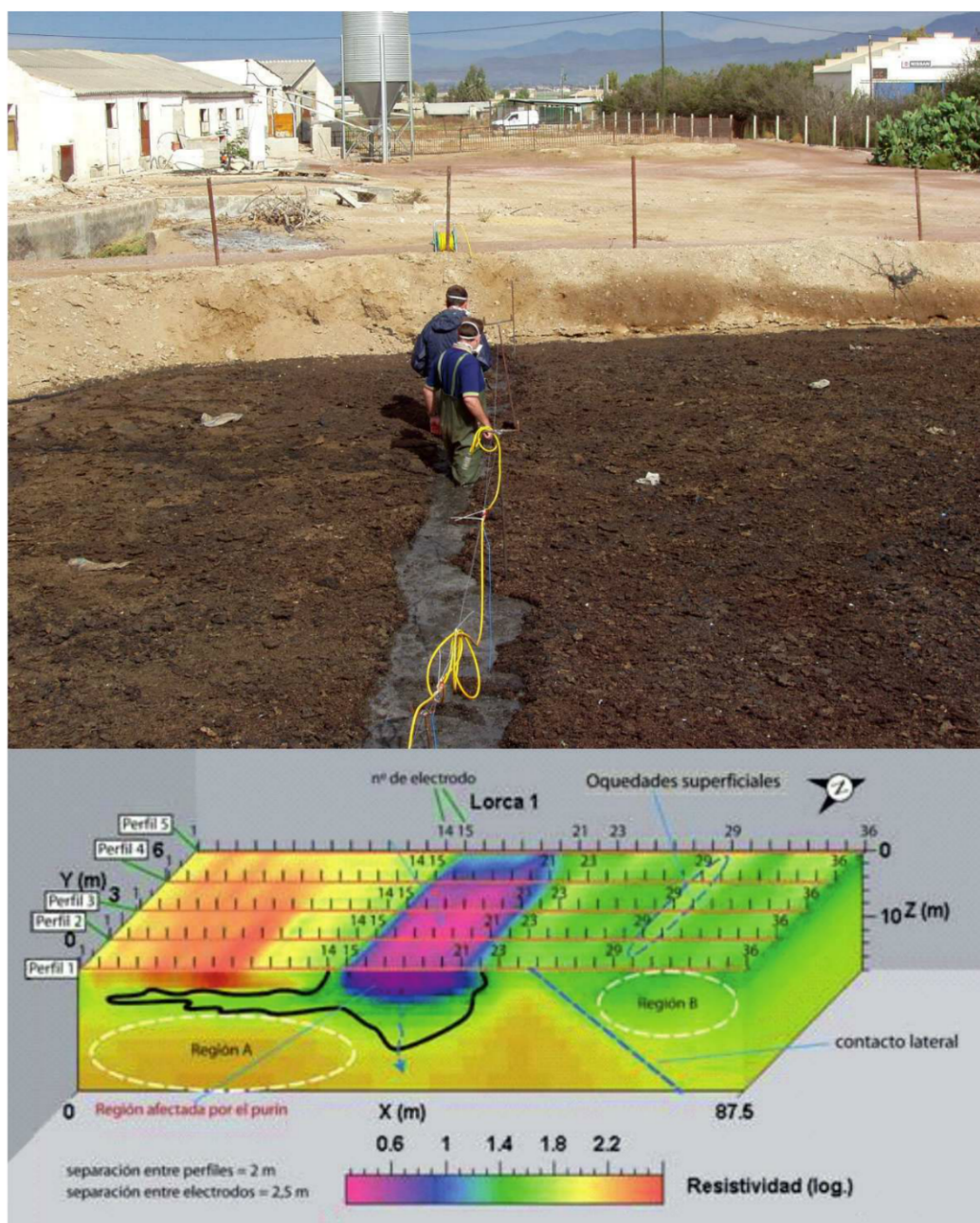
**Figura 20.14.** A) Cuando se corta la inyección de la corriente eléctrica, se produce un decaimiento progresivo del voltaje en el terreno, debido a que este actúa como un condensador. Esta propiedad se utiliza en los métodos en la polarización inducida en el dominio de tiempos (cargabilidad).

B) La resistividad del terreno es mayor cuando se usa corriente continua (DC) o de muy baja frecuencia, que cuando se mide a una mayor frecuencia (en el dominio de transición o de Warberg). Esta propiedad se utiliza en la polarización inducida en el dominio de frecuencias (efecto frecuencia).



### 20.3.5. Aplicaciones a problemas de contaminación y medio ambiente

Las aplicaciones de las técnicas eléctricas (fundamentalmente, ERT e IP) en cuestiones de contaminación son muy variadas, e incluyen todas las fases de localización, caracterización y monitorización de los diferentes contaminantes (orgánicos, inorgánicos, metales pesados, fertilizantes, balsas de purines, Figura 20.15). La Figura 3.7 muestra la aplicación de ERT en la caracterización de un suelo y un acuífero contaminado por cromo hexavalente en una zona industrial.



**Figura 20.15.** Ejemplo de aplicación del método de resistividades con tomografía eléctrica en 3D para el estudio de posibles filtraciones por debajo de una balsa de purines. (Figura cortesía de E. Aracil).

Otras aplicaciones clásicas de las técnicas de resistividades son la evaluación de la vulnerabilidad de las aguas subterráneas, el estudio de la impermeabilidad de vasos de vertederos, o la detección de plumas de lixiviados procedentes de vertederos. Recientes trabajos aplican estas técnicas incluso a monitorización de técnicas de bioremediación (Sentenac *et al.*, 2015).

Los compuestos orgánicos no polares son unos contaminantes muy comunes, y se denominan líquidos de fase no acuosa (NAPL). Problemas de contaminación por NAPL se producen en prácticamente todos los entornos y por tanto resulta particularmente útil la aplicación de las TG para caracterizar con precisión NAPL de derrames y supervisar su remediación. La posibilidad de utilizar los métodos de resistividad eléctrica para evaluar los lugares de contaminación de hidrocarburos se basa en que los valores de resistividad del suelo y de los productos derivados del petróleo son muy diferentes (Tabla 20.1). La resistividad eléctrica del petróleo varía de  $10^4$  a  $10^{19}$  ohm·m, mientras que la resistividad de la arena saturada de petróleo es mucho más baja (2.200 ohm·m), pero sigue siendo superior a la de cualquier suelo no contaminado.

En general, los estudios se hacen con múltiples secciones en 2D, que permiten reconstruir distribuciones de valores de resistividad en 3D. En ocasiones se realiza adquisición de ERT en 3D, cuando se requiere una gran resolución en la definición del problema, pero en esos casos las dimensiones suelen ser de decenas de metros. La utilización de la IP se suele realizar de manera combinada con la ERT, ya que los equipos que miden IP son capaces de medir también resistividades en corriente continua. En general, son las mismas que la ERT, y permiten analizar la distribución de elementos orgánicos, metales pesados, lixiviados de vertederos etc. (Sparrenbom *et al.*, 2017).

## 20.4. TÉCNICAS ELECTROMAGNÉTICAS

### 20.4.1. Parámetros electromagnéticos medidos y relación con los materiales

La radiación electromagnética (EM) está compuesta de dos vectores ortogonales (campo eléctrico, E, y campo magnético, H) que se propagan en fase (Figura 20.16). La velocidad de propagación de este tipo de radiación ( $v$ ) depende de dos parámetros: la permeabilidad magnética relativa ( $\mu_r$ ) y la constante dieléctrica ( $k$ ):

$$v = \frac{c}{\sqrt{\mu_r k}} \quad [4.1]$$

Siendo  $c$  la velocidad de la radiación en el vacío ( $3 \cdot 10^8$  m/s).



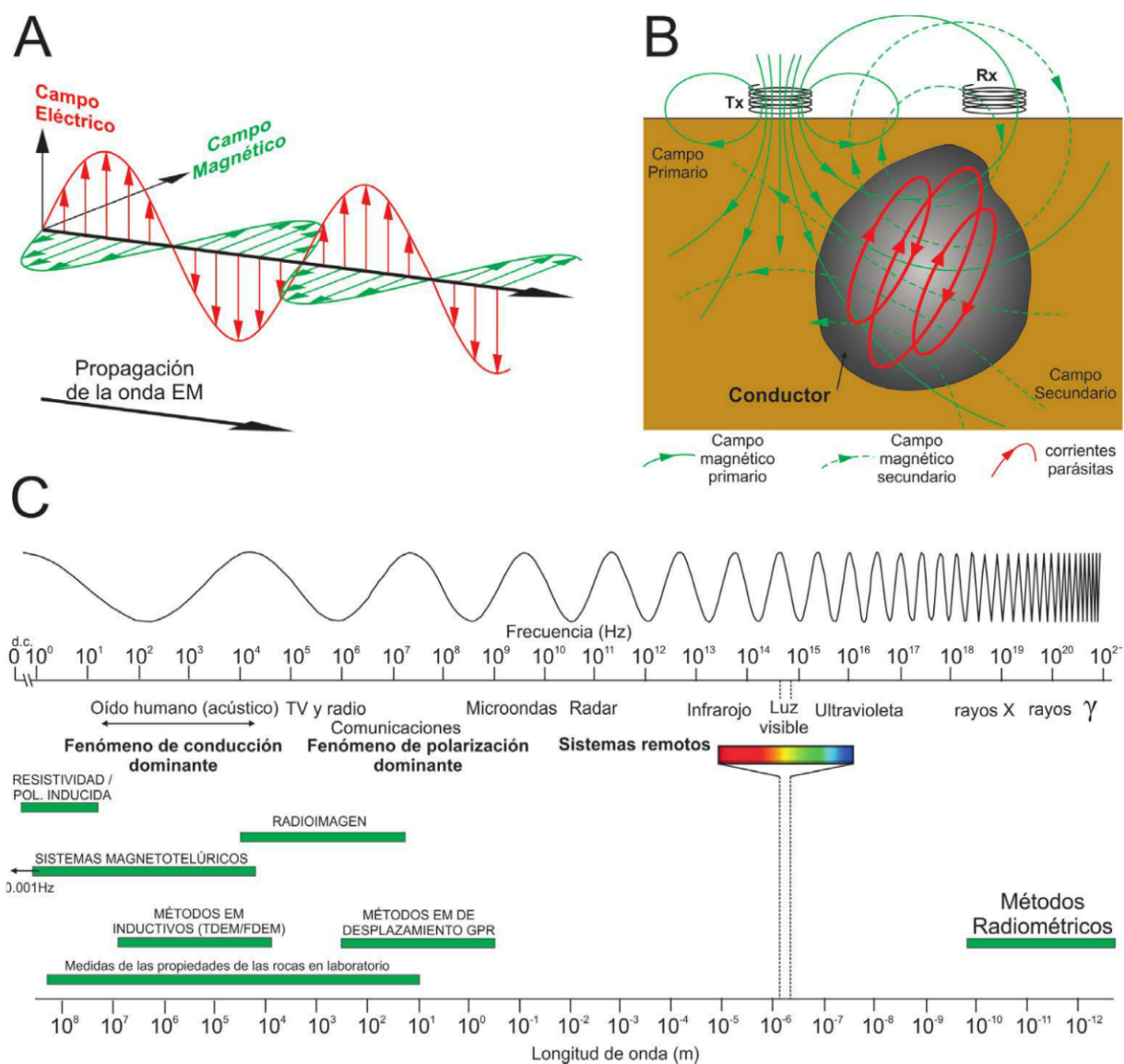
La Figura 20.16 muestra que existe una enorme variación en las longitudes de onda (y frecuencias) en el espectro EM, que van desde los rayos gamma ( $10^{-12}$  m) hasta variaciones magnetoteléuricas o seculares ( $> 10^6$  m), pasando por la luz visible, las microondas o las ondas de radio y televisión. Como muestra el espectro su aplicación es enorme, y la ventaja que tienen es que se pueden controlar con electrónica y computadoras. Tal y como se explica en el apartado de introducción, los métodos EM de investigación del suelo se dividen en dos grandes grupos en función de los procesos físicos que rigen la propagación de la radiación EM en el terreno, que depende, a su vez de la **frecuencia**. Ambos grupos tienen diferentes características en cuanto al modo de operación, al grado de penetración y/o resolución, e incluso, a las propiedades físicas que estudian. Las bases físicas de estos métodos son complejas, e incluyen desde las leyes de Biot-Savart, Faraday o Ampere, hasta las ecuaciones de Maxwell (Telford *et al.*, 1991; Jol, 2009; Utsi, 2017). Lejos aquí de entrar en analizar esta compleja base teórica, hay que destacar que son las ecuaciones de Maxwell las que relacionan los vectores E y H con sus fuentes (la distribución de la densidad de carga eléctrica y de la densidad de corriente), y con los parámetros físicos de los materiales presentes en el suelo. Los parámetros que gobiernan la propagación de un campo EM en el suelo son tres: la permeabilidad magnética ( $\mu$  en W/A·m), la permitividad dieléctrica ( $\epsilon$  en F/m) y la conductividad eléctrica ( $\sigma$ , en S/m). Esta última es el parámetro investigado por los métodos eléctricos descritos en el capítulo anterior. Las relaciones entre estos tres parámetros y los vectores E y H depende de un parámetro denominado **número complejo de onda o parámetro de propagación** ( $k$ ):

$$k = \sqrt{\mu\epsilon\omega^2 - i\omega\mu\sigma} \quad [4.2]$$

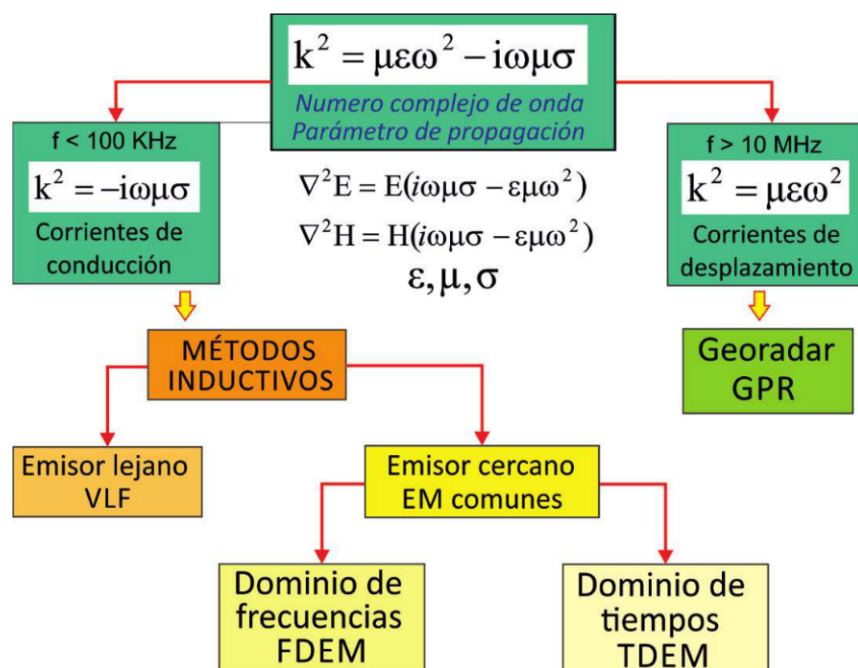
Siendo  $\omega$  la frecuencia angular. Cuando la frecuencia de la radiación EM es baja ( $< 100$  kHz), el término  $\mu\epsilon\omega^2$  se hace despreciable, y lo que dominan son procesos de difusión (métodos inductivos). Por el contrario, cuando la frecuencia es alta ( $> 10$  MHz) pasa a ser dominante la componente  $\mu\epsilon\omega^2$ , y la radiación se comporta como un proceso ondulatorio, dando lugar a los métodos de desplazamiento. Como muestra la Ecuación [4.2], las propiedades físicas que gobiernan ambos grupos son también diferentes, dando lugar a dos grandes grupos de métodos EM (Figura 20.17):

- Los métodos **EM inductivos** o de baja frecuencia (entre los 100 Hz y los 50 kHz) sirven para investigar fundamentalmente la resistividad (o conductividad) eléctrica del terreno, ya que la permeabilidad magnética varía muy poco en suelos y rocas.
- En los métodos **EM de desplazamiento** o alta frecuencia, la propagación depende de la permitividad o constante dieléctrica ( $\epsilon$ ). Este último grupo se denomina comúnmente Geo-Radar o por sus siglas en inglés GPR (*Ground Penetrating Radar*).





**Figura 20.16.** A) Modo de propagación de una radiación electromagnética. B) Esquema de funcionamiento de un sistema EM para investigaciones geofísicas. Tx: antena transmisora, Rx: antena receptora. C) Espectro EM, con algunas de sus aplicaciones principales. (Modificado de Dentith y Mudge, 2001).



**Figura 20.17.** Clasificación de los métodos EM, en función de la frecuencia (ver texto para la explicación).

**Penetración de los métodos EM.** El grado de penetración viene definido por la atenuación de la radiación en profundidad, y se expresa en función de un parámetro denominado *skin depth*, que equivale a la profundidad a la cual la amplitud de la señal disminuye en un factor de  $1/e$  ( $\sim 37\%$ ). Este parámetro es diferente para los métodos EM inductivos y de desplazamiento:

- Para los métodos EM inductivos:

$$\delta = \frac{2}{\mu_0 \rho \omega} \approx 504 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad [4.3]$$

- Para los métodos EM de desplazamiento:

$$\delta = \left( \frac{2}{\sigma} \right) \sqrt{\frac{\epsilon}{\mu_0}} \quad [4.4]$$

Siendo  $\mu_0$  la permeabilidad magnética en el vacío,  $\epsilon$  la permitividad o constante dieléctrica,  $\sigma$  la conductividad eléctrica y  $\rho$  la resistividad ( $\sigma = 1/\rho$ ). Teniendo en cuenta las frecuencias de trabajo de estos métodos, los rangos de investigación oscilan entre unos centímetros y las decenas, incluso cientos de metros, por lo que su flexibilidad es enorme. En ambos casos, la conductividad eléctrica del medio afecta de manera inversa a la penetración, por lo que los cuerpos conductores (p. ej., las arcillas, fluidos con alta salinidad) absorben la radiación EM en el suelo, limitando la penetración de los mismos.

## 20.4.2. Métodos EM inductivos

Los primeros métodos EM inductivos que se desarrollaron utilizaban fuentes lejanas, especialmente una serie de antenas de radio de gran alcance y muy baja frecuencia, para buscar cuerpos conductores. Estos métodos, denominados VLF (*Very Low Frequency*), permitían una interpretación cualitativa, y han sido sustituidos por otros que permiten una interpretación cuantitativa.

Los métodos EM cuantitativos se dividen en dos tipos, en función de si trabajan a una frecuencia fija (sistemas EM en dominio de frecuencias o FDEM), y aquellos que trabajan estudiando la variación en función del tiempo (sistemas EM en dominio de tiempos, TDEM). Ambos son de aplicación en temas de contaminación de suelos, proporcionando fundamentalmente la conductividad del terreno en profundidad. La principal ventaja que tienen estos métodos es que no es necesario utilizar electrodos, ya que el campo EM se genera con bobinas, lo que permite una mayor rapidez en la toma de datos, e incluso transportarlos con vehículos terrestres o aéreos.

### 20.4.2.1. Sistemas EM en dominio de frecuencias (FDEM)

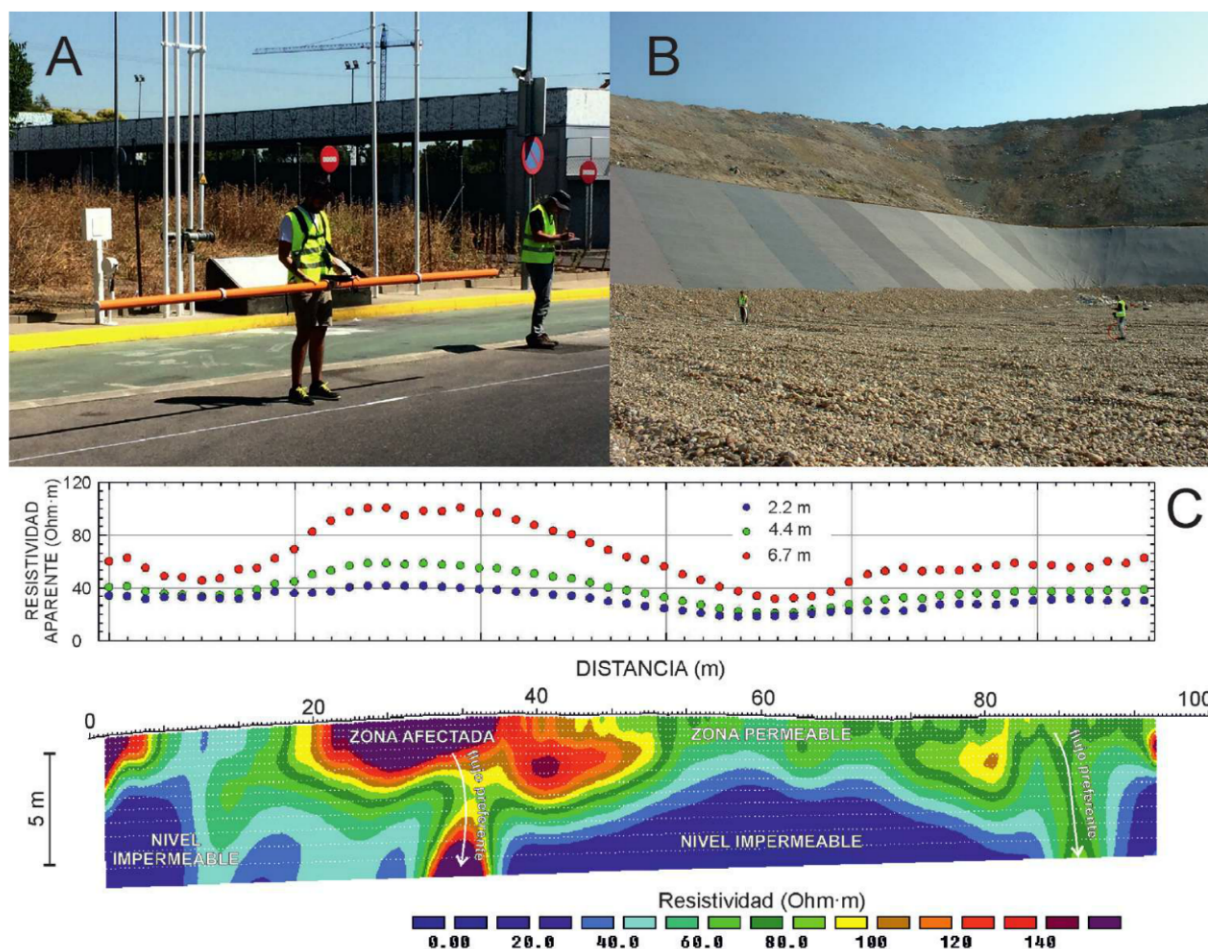
Estos sistemas, llamados conductivímetros y conocidos por sus siglas en inglés CGM (*Conductivity Ground Meters*) consisten en dos antenas, una transmisora ( $T_x$ ) y otra receptora ( $R_x$ ). Al hacer circular una corriente eléctrica alterna por la bobina transmisora, esta genera un campo magnético primario ( $H_p$ ), cuyas líneas de flujo van paralelas al eje de la misma. Este campo magnético primario induce a su vez unas corrientes eléctricas parásitas en los materiales conductores del terreno (*eddy currents*) que generan a su vez un campo magnético secundario ( $H_s$ ). La bobina receptora registra la suma de ambos campos, y, a las frecuencias de trabajo (< unos pocos kHz), es posible obtener el valor de la conductividad (o resistividad) aparente eléctrica del medio comparando ambos campos:

$$\sigma = \left( \frac{4}{\omega \mu_0 r^2} \right) \left( \frac{H_s}{H_p} \right) \quad [4.5]$$

La profundidad de penetración se controla mediante la frecuencia de la corriente alterna utilizada y la separación de las bobinas ( $r$ ), y el rango de penetración oscila entre unos pocos decímetros hasta varias decenas de  $m$ . Dada su versatilidad y la rapidez de medida (1-2 s) se han desarrollado todo un conjunto de juegos de antenas con rangos de profundidad variable, y que permiten realizar medidas a varias profundidades simultáneas (Figura 20.18). Los equipos más modernos, además de adquirir la posición por GPS, exportan los datos adquiridos a lo largo de los perfiles o mallas para realizar la inversión y obtener la distribución de resistividades reales en el suelo de manera muy efectiva. De este modo, en numerosas ocasiones pueden sustituir a la tomografía eléctrica (ERT), especialmente si hay problemas a la hora de inyectar la corriente en el terreno.



Para temas de contaminación de suelos y acuíferos superficiales existen equipos que miden de manera simultánea la resistividad aparente a tres profundidades (p. ej., 2,2, 4,4 y 6,7 m). La Figura 20.18 muestra la aplicación de este tipo de técnicas en una caracterización del suelo y un acuífero somero por NAPL y para la caracterización de la impermeabilidad natural de un vertedero por debajo de las barreras artificiales y la detección de posibles plumas de lixiviados. En este último caso, el sistema lleva las bobinas separadas para alcanzar una mayor penetración.



**Figura 20.18.** A) Sistema EM de inducción CMD-Explorer en trabajos de caracterización de una pluma de contaminación por hidrocarburos. B) Sistema EM de inducción EM-34 con las bobinas separadas 15 m, en la caracterización de la impermeabilidad de un vaso de un vertedero. C) Valores de resistividad aparente obtenidos a tres profundidades con el sistema CMD-Explorer e inversión tomográfica de los datos en un caso de contaminación por hidrocarburos.

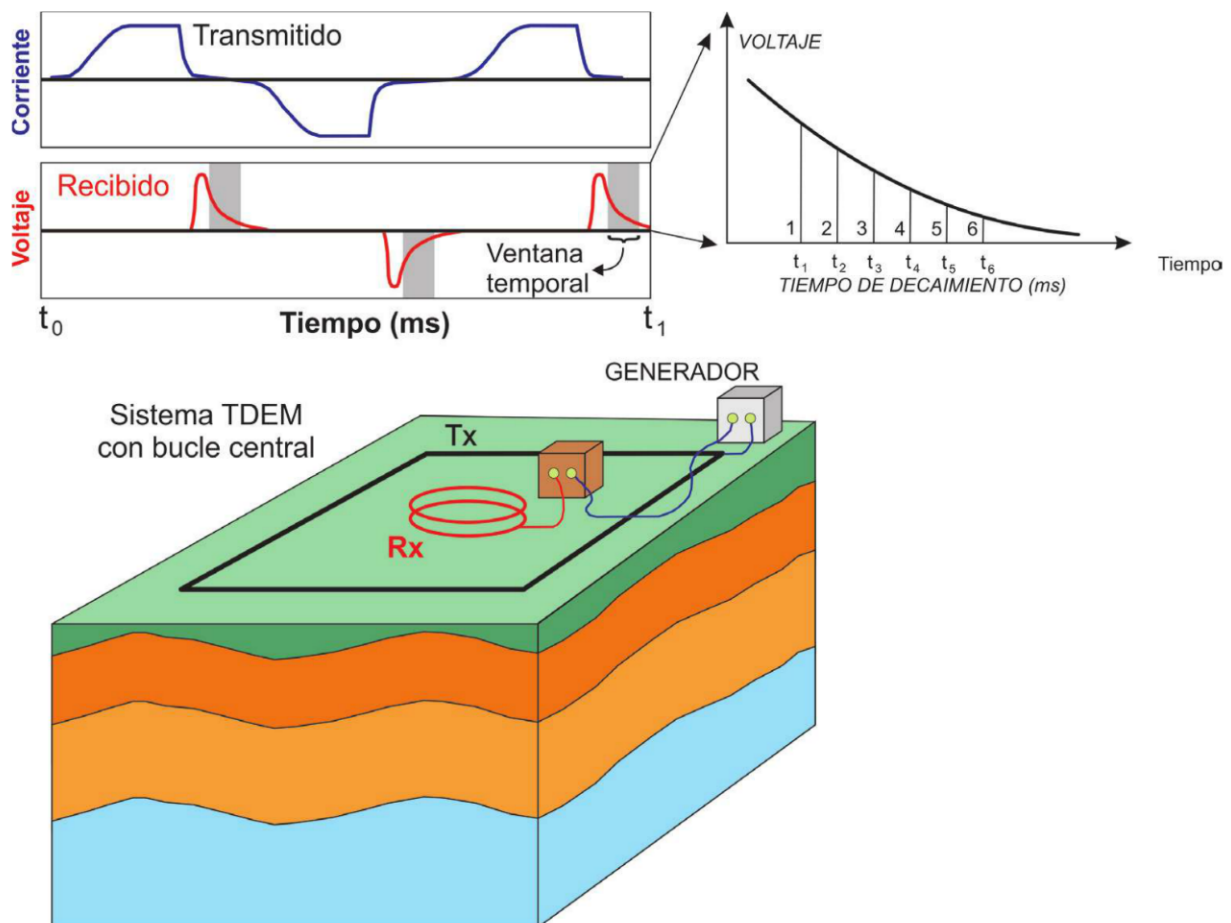
#### 20.4.2.2. Sistemas EM en dominio de tiempos (TDEM)

En estos sistemas TDEM el cambio en el campo magnético primario ( $H_p$ ) se produce al apagar abruptamente o activar una corriente continua (DC). El impulso de corriente se induce en los conductores presentes en el terreno, y las corrientes inducidas circulan en el conductor durante un corto período y decaen rápidamente. Los sistemas TDEM se basan en el mismo principio que los FDEM, pero en este caso lo

que se mide es el decaimiento del campo magnético secundario ( $H_s$ ) en función del tiempo desde que se apaga el campo primario (*off-time measurements*). Cada medida se realiza a un tiempo de retardo definido, o bien se muestrean ventanas de tiempo y se promedian (*stacking*), denominando a cada media como "canal". La profundidad de la máxima densidad de corriente para cada tiempo de retardo ( $t$ ) se conoce como profundidad de difusión ( $d$ ), que es una medida de la *skin depth* descrita en el apartado anterior, y depende de la conductividad eléctrica del medio:

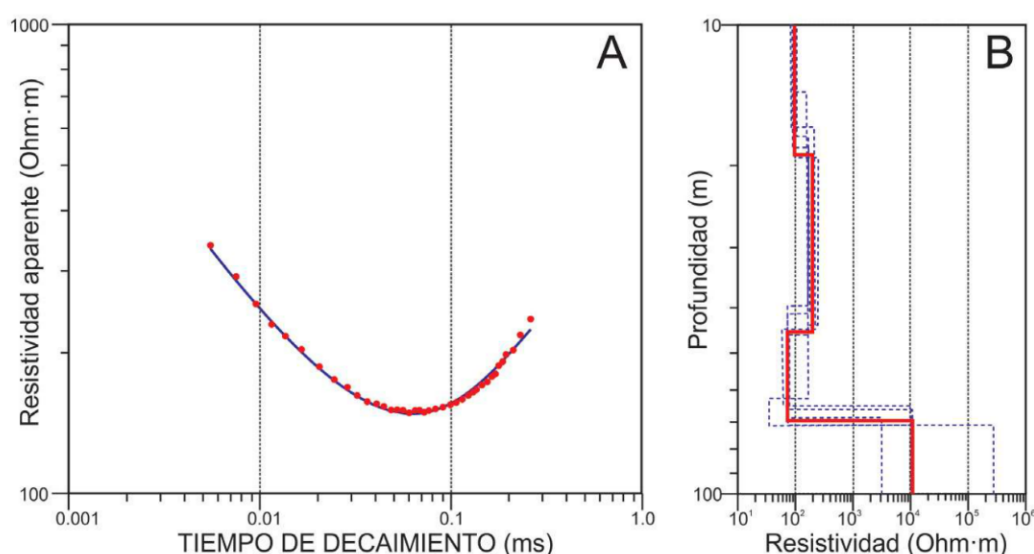
$$d = 1261.6 \sqrt{\frac{t}{\sigma}} \quad [4.6]$$

En este caso, para generar el campo se utiliza una bobina transmisora cuadrada y de mayor tamaño (entre 50 y 500 m, Figura 20.19), y la bobina receptora se suele disponer en el centro de la misma, con varias. La profundidad de investigación oscila entre 3D en medios resistivos, y 2D en medios conductores (siendo  $D$ , el lado de la bobina).



**Figura 20.19.** Arriba: Ciclos de inducción (azul) en la bobina transmisora (Tx) y voltaje inducido (rojo) registrado en la bobina receptora (Rx) al cortar la inducción. Los valores de voltaje frente al tiempo de decaimiento son los datos que se utilizan para la obtención de espesores y resistividades del terreno. Abajo: Disposición en el campo de un sistema EM en dominio de tiempos (TDEM) con bucle central.

Los datos de resistividad aparente frente al tiempo de decaimiento  $t$  (en ms) se pueden invertir a resistividades reales y espesores en 1D de manera similar a un SEV (Figura 20.20). Si hay suficiente densidad de información es posible realizar la inversión en 2D, obteniendo resultados equivalentes a los de una ERT. Los sistemas TDEM ofrecen un alcance en profundidad mayor al de los sistemas FDEM, por los que tiene una gran aplicación en exploración de recursos minerales o hidrogeológicos, y menor en temas de contaminación de suelos o acuíferos superficiales. Para cuestiones medioambientales una de sus mayores aplicaciones es la caracterización y monitorización de intrusiones salinas en acuíferos costeros.



**Figura 20.20.** A) Curva de resistividad aparente (ohm·m) frente al tiempo de decaimiento (ms) obtenido en un sistema EM en dominio de tiempos (TDEM). B) Modelo de distribución de resistividades y espesores obtenido, con curvas de equivalencia. Nótese el parecido con el obtenido en un SEV que se muestra en la Figura 3.3.

### 20.4.3. Métodos EM de desplazamiento (Geo-Radar)

El Geo-Radar es un método geofísico basado en la emisión de pulsos EM de alta frecuencia y la recepción de los ecos que se producen al atravesar materiales con diferentes constantes dieléctricas. Los pulsos se generan con una antena transmisora ( $Tx$ ) y se reciben en otra antena receptora ( $Rx$ ). Dado que ambas antenas se sitúan muy próximas, el pulso viaja a hacia el suelo y se refleja hacia la superficie con una trayectoria muy vertical. La representación de la amplitud de los pulsos registrados frente al tiempo (en nanosegundos) desde el momento de emisión es lo que se denomina **radargramas** (Figura 20.21).

La velocidad de propagación del pulso depende de la permeabilidad magnética y de la permitividad o constante dieléctrica del medio ( $\epsilon$ ):

$$V = \frac{c}{\sqrt{\mu_r \epsilon_r}} \quad \epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \quad \mu_r = \frac{\mu}{\mu_0} \quad [4.7]$$



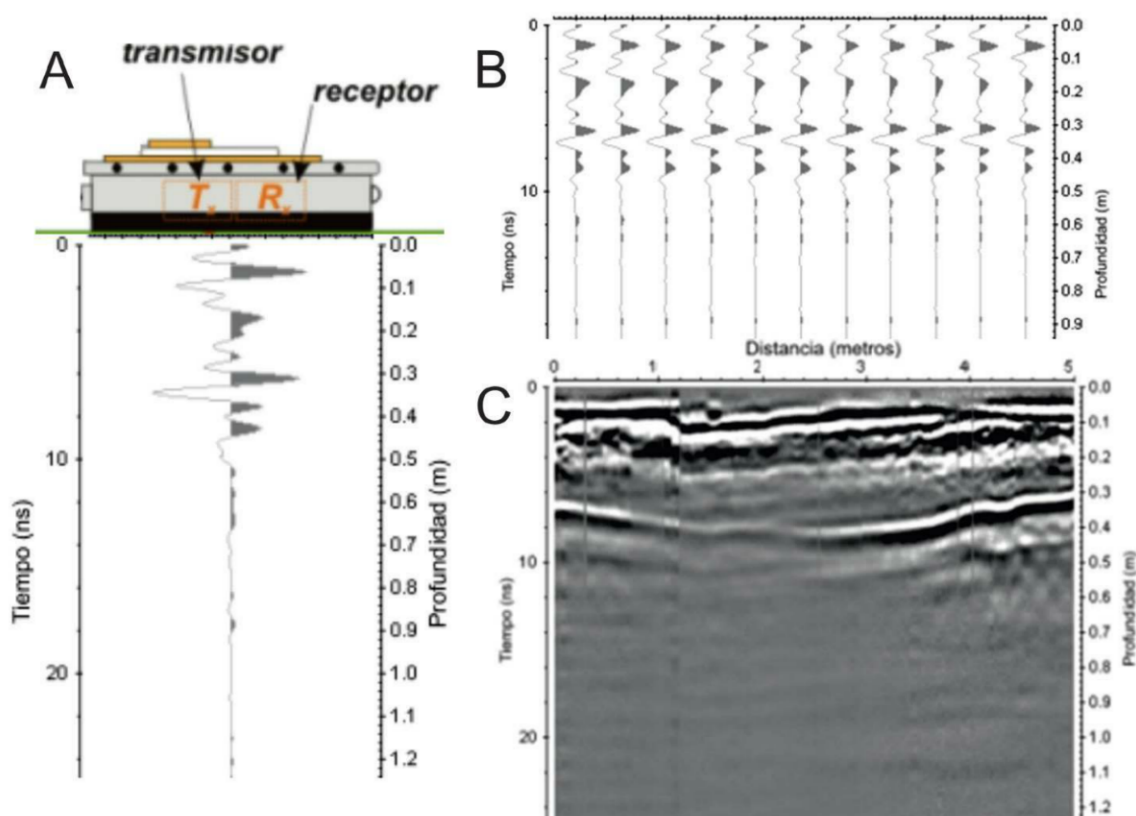
Siendo  $c$  la velocidad de la luz en el vacío ( $3 \cdot 10^8$  m/s).

Dado que la permeabilidad relativa de las rocas y suelos es próxima a 1, es la permitividad la que controla la velocidad del pulso y las reflexiones que se producen en el suelo. En general, la velocidad en el subsuelo oscila entre el 20 y el 60 % de la velocidad de la luz en el vacío: en las rocas es próxima a los 0,12 m/ns, y en los suelos 0,06 m/ns (Tabla 20.1).

Las antenas que se utilizan trabajan entre los 10 MHz y los 3 GHz, siendo la frecuencia y la penetración inversamente proporcionales. Para cada frecuencia la atenuación del pulso de radar y su profundidad de penetración dependen de la conductividad del medio y de la permitividad:

$$\delta = \frac{2}{\sigma} \sqrt{\frac{\epsilon}{\mu}} \quad [4.8]$$

Para la mayor parte de las antenas ( $> 100$  MHz) la penetración máxima es de unos pocos metros, especialmente si hay arcillas y/o agua. Esta escasa penetración es una de las mayores limitaciones de la técnica. La presencia de metales o de hormigón armado produce también.

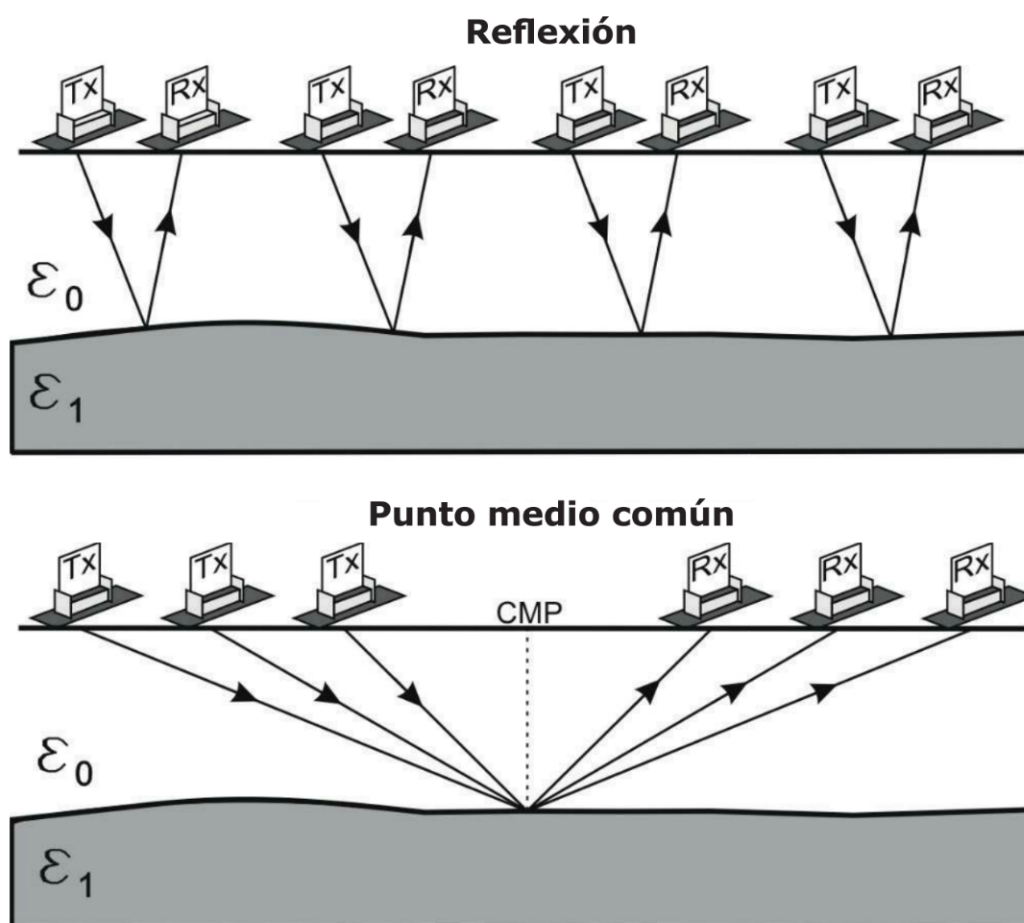


**Figura 20.21.** A) Esquema de un Geo-Radar (GPR) monofrecuencia. La antena transmisora (Tx) emite un pulso EM de corta duración, y la antena receptora (Rx) recibe las reflexiones que produce el terreno a dicho pulso a lo largo del tiempo (radargrama). B) Sección de Geo-Radar, obtenida mediante el ensamblaje de un conjunto de radargramas a lo largo de un perfil. C) La apariencia final de la sección conlleva una serie de correcciones y procesamiento de señal, que facilita su interpretación.

La manera tradicional de trabajar es mediante la representación de los diferentes radargramas obtenidos para cada posición de disparo a lo largo de un perfil (distancia), obteniendo una sección de Geo-Radar. Estas secciones permiten identificar reflectores y facies que se correlacionan con la estructura y propiedades del terreno (Figura 20.21).

Existen dos modos principales de adquisición de datos de Geo-Radar (Figura 20.22):

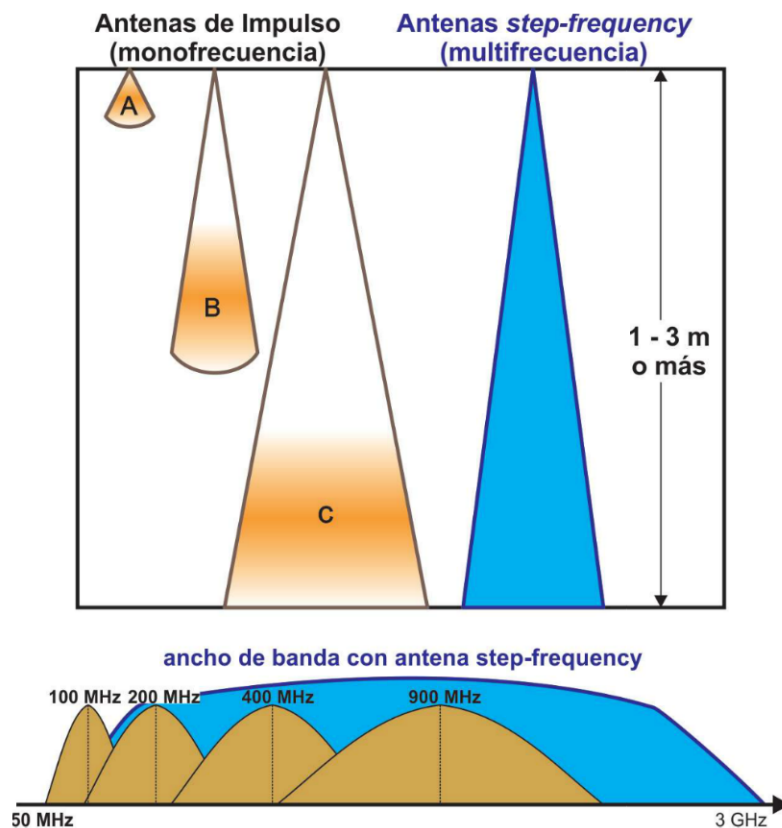
- El modo de reflexión, que consiste en desplazar las dos antenas a lo largo de un perfil, y que sirve para obtener la estructura del subsuelo.
- El modo CMP (o punto medio común) que consiste en separar progresivamente las antenas para obtener la velocidad de propagación del pulso EM en el suelo. De este modo es posible convertir los tiempos de ida y vuelta de los pulsos EM a profundidades. Por último, si en lugar de trabajar con un par de antenas se dispone de un conjunto de ellas (*array*), entonces es posible barrer el subsuelo con perfiles muy juntos, para estudios en 3D.



**Figura 20.22.** Modos principales de adquisición de datos de Geo-Radar. Arriba: El modo de reflexión, que consiste en desplazar las dos antenas, y que sirve para obtener la estructura del subsuelo. Abajo: El modo CMP (punto medio común) que consiste en separar progresivamente las mismas para obtener la velocidad de propagación del pulso EM en el suelo. Esta es la única manera de convertir los tiempos a profundidades de manera precisa.



Los Geo-Radares convencionales trabajan con una única frecuencia (antenas mono-frecuencia), lo que limita el rango de penetración y la resolución del estudio (Figura 20.23). Recientemente se ha liberado para su uso comercial la tecnología multifrecuencia (*step-frequency*) que permite barrer todo el espectro de frecuencias desde los 100 MHz hasta los 3 GHz, obteniendo el máximo de resolución para todas las profundidades analizadas. Este tipo de tecnología, desarrollada en 3D permite analizar de un modo continuo, y con resolución centimétrica el terreno hasta unas profundidades de unos 5 m, dependiendo de la configuración de subsuelo analizado (Figura 20.24).



**Figura 20.23.** Las antenas monofrecuencia trabajan a una resolución determinada en un intervalo de profundidades definido por la frecuencia, siendo "miopes" fuera de ese intervalo. Las antenas multifrecuencia permiten barrer todo el subsuelo con la máxima resolución posible. Abajo se muestra el espectro cubierto por diversas antenas monofrecuencia y por una antena multifrecuencia.

#### 20.4.4. Aplicación de las técnicas EM en problemas de contaminación

Las aplicaciones de las técnicas EM inductivas, especialmente en dominio de frecuencias, son similares a las de la tomografía eléctrica. Destacan especialmente en la detección de aquellos contaminantes que presentan fuertes contrastes de resistividad respecto al suelo y/o agua natural. Entre ellos destacan los contaminantes orgánicos tales como líquidos de fase no acuosa (NAPL), ligeros (LNAPL) y densos (DNAPL). Los NAPL tienen típicamente baja permitividad dieléctrica y baja conducti-

vidad eléctrica con relación al agua (Tabla 20.1). Cuando los NAPL se encuentran en el suelo, o bien cuando desplazan el agua en la zona saturada, se produce una zona de propiedades eléctricas anómalas. Tales anomalías de la propiedad eléctrica hacen posible detectar NAPL en el suelo usando métodos geofísicos eléctricos o electromagnéticos, incluyendo el Geo-Radar.

En la contaminación de NAPL pueden diferenciarse al menos cuatro fases distintas, cada una de las cuales tiene características químicas y geofísicas únicas:

- Fase inmiscible o producto libre, que es aquella fase libre (móvil) para migrar bajo la influencia de la gravedad. Estos contaminantes suelen alcanzar la zona saturada, y entonces su flujo depende de los parámetros hidrogeológicos del mismo.
- Fase residual, que es aquella parte que queda atrapada tras la retirada del producto libre o que ha migrado por el gradiente hidráulico.
- Los NAPL volátiles pueden desarrollar una pluma o penacho de vapor bien desarrollado en la región situada por encima del producto libre y del producto residual.
- Por último, hay un pequeño porcentaje de hidrocarburos que entran en el acuífero como una fase disuelta. Esta última, aunque es importante desde el punto de vista biosanitario, no es directamente detectable por los métodos geofísicos debido a las pequeñas cantidades (ppm) y a la carencia de portadores de carga (las moléculas orgánicas son eléctricamente neutras).



**Figura 20.4.** Estudio del suelo con un sistema de Geo-Radar multifrecuencia 3D para la caracterización de una pluma de contaminación por NAPL.

En general, los contaminantes orgánicos se presentan como unas anomalías de alta resistividad, que va disminuyendo según estos se degradan. Este modelo físico ha sido apoyado por experimentos controlados de derrames y de laboratorio que demuestran altas resistividades y reflexiones de Geo-Radar de la capa freática cuando hay contaminación de hidrocarburos (Campbell *et al.*, 1996; Daniels *et al.*, 1992; Redman *et al.*, 1994). Las fases orgánicas volátiles a veces producen el filtrado de la señal por encima del nivel freático que se ha asociado a los vapores contaminantes (Maxwell y Schmok, 1995; Grumman y Daniels, 1995).

La detección con Geo-Radar de la presencia de NAPL se manifiesta esencialmente en tres formas (Bradford, 2013): a) La disminución de la permitividad dieléctrica da lugar a una mayor velocidad de propagación EM. b) La disminución de la permitividad puede cambiar significativamente la reflectividad. c) Las anomalías de la conductividad eléctrica conducen a la atenuación anómala de la señal de GPR. Como la anomalía de conductividad puede ser alta o baja dependiendo del estado de degradación del NAPL, el análisis de atenuación del GPR es una herramienta útil para identificar zonas contaminadas y que se complementa bien con otros métodos eléctricos o EM.

## BIBLIOGRAFÍA

- Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Petroleum Transactions of AIME*, 146: 54-62.
- Bradford, J. H. (2013). NAPL detection with ground-penetrating radar. En: *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Bourbié, T.; Coussy, O. and Zinszner, B. (1987). *Acoustics of porous media*. Gulf Publishing: Houston.
- Campbell, D. L.; Lucius, J. E.; Ellefsen, K. J. and Deszcz-Pan, M. (1996). Monitoring of a controlled LNAPL spill using Ground Penetrating Radar. *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems* (SAGEEP' 96), 511-517.
- Daniels, J. J.; Roberts, R. and Vendl, M. (1992). Site Studies of Ground Penetrating Radar for Monitoring Petroleum Product Contaminants. *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems* (SAGEEP' 92), 597-609.
- Dentith, M. and Mudgt S. T. (2014). *Geophysics for the mineral exploration Geoscientist*. Cambridge Univ. Press.



Greenhouse, J. P. (1991). Environmental geophysics: It's about time. In: *Geophysics: The leading edge of exploration*. Society of Exploration Geophysics, 32-34.

Jol, H. M. (2009). *Ground Penetrating Radar theory and applications*. Elsevier.

Kolay, P. K.; Burra, S. G. and Kumar, S. (2016). Effect of salt and NAPL on electrical resistivity of fine-grained soil-sand mixtures. *International Journal of Geotechnical Engineering*, 1-7.

Loke, M. and Barker, R. (1996). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosection by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44: 131-152.

Louie, J. N. (2001). Faster, Better: Shear-Wave Velocity to 100 Meters Depth From Refraction Microtremor Arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91: 347-364.

Maxwell, M. and Schmok, J. (1995). Detection and mapping of a gasoline spill using ground penetrating radar: a case study. *Proc. Symp. Appl. Geophys. Eng. Environ. Probl.*, 15-24.

Maurya, P. K.; Rønde, V. K.; Fiandaca, G.; Balbarini, N.; Auken, E.; Bjerg, P. L. and Christiansen, A.V. (2017). Detailed landfill leachate plume mapping using 2D and 3D electrical resistivity tomography - with correlation to ionic strength measured in screens. *Journal of Applied Geophysics*, 138: 1-8.

Muñoz Martín, A. y Carbó, A. (2006). Resultados y experiencias de aplicación del método de refracción por microtremor (sísmica pasiva) para la investigación geofísica de las nuevas líneas de metro en Madrid (España). *Geogaceta*, 40: 51-54.

Sentenac, P.; Hogson, T.; Keenan, H. and Kulesa, B. (2015). Small scale monitoring of a bioremediation barrier using miniature electrical resistivity tomography. *Journal of Applied Geophysics*, 115: 24-31.

Redman, J. D.; DeRyck, S. M. and Annan, A. P. (1994). Detection of LNAPL pools with GPR theoretical modeling and surveys of a controlled spill. *Proceedings of the Fifth International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR'94)*, 1283-1294.

Reynolds, J. M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics* (second edition), Wiley-Blackwell.

Sharma, P. R. (1997). *Environmental and engineering geophysics*. Cambridge Univ. Press.

Sparrenbom, C. J.; Åkesson, S.; Johansson, S.; Hagerberg, D. and Dahlin, T. (2017). Investigation of chlorinated solvent pollution with resistivity and induced polarization. *Science of the Total Environment*, 575: 767-778.

Society of Exploration Geophysicists of Japan (2014). *Application Manual of Geophysical Methods to Engineering and Environmental Problems*. EAGE pub.

Styles, P. (2012). *Environmental Geophysics*. EAGE pub.



Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E. and Keys, D. A. (1991). *Applied Geophysics* (second edition). Cambridge Univ. Press.

Utsi, E. C. (2017). *Ground Penetrating Radar: Theory and Practice*. Butterworth-Heinemann.

Xia, J.; Miller, R. D. and Park, C. B. (1999). Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. *Geophysics*, 64(3): 691-700.

Zohdy, A. R. (1989). A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. *Geophysics*, 54(2): 245-253.